HAL open science

Géomorphologie et sédimentologie des cavités du Cerro Benítez (Patagonie, Chili) : genèse et évolution d'un piège sédimentaire à mégafaune lors de la dernière glaciation

Igor Girault

To cite this version:

Igor Girault. Géomorphologie et sédimentologie des cavités du Cerro Benítez (Patagonie, Chili) : genèse et évolution d'un piège sédimentaire à mégafaune lors de la dernière glaciation. Géomorphologie. Université de Rouen, 2023. Français. NNT : 2023NORMR085 . tel-04469768v2

HAL Id: tel-04469768

https://hal.science/tel-04469768v2

Submitted on 20 Feb 2024

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Distributed under a Creative Commons Attribution - NonCommercial 4.0 International License

Normandie Université

UNIVERSITÉ DE ROUEN NORMANDIE

THÈSE

Pour obtenir le diplôme de doctorat

Spécialité GEOGRAPHIE

Préparée au sein de l'Université de Rouen Normandie

Géomorphologie et sédimentologie des cavités du Cerro Benitez (Patagonie, Chili) : genèse et évolution d'un piège sédimentaire à mégafaune lors de la dernière glaciation

Présentée et soutenue par
IGOR GIRAULT

Thèse soutenue le 21/12/2023 devant le jury composé de		
M. ATTILA CINER	Professeur des Universités, Université d'Istanbul	Rapporteur du jury
M. DENIS MERCIER	Professeur des Universités, SORBONNE UNIVERSITE	Rapporteur du jury
MME MAGALI DELMAS	Maître de Conférences HDR, UNIVERSITE PERPIGNAN VIA DOMITIA	Membre du jury
M. STÉPHANE JAILLET	Ingénieur de Recherche, UNIVERSITE SAVOIE MONT BLANC	Membre du jury
MME AMÉLIE QUIQUEREZ	Maître de Conférences, UNIVERSITE DE BOURGOGNE	Membre du jury
M. DOMINIQUE TODISCO	Maître de Conférences, Université de Rouen Normandie	Membre du jury Co-encadrant
M. DAMASE MOURALIS	Professeur des Universités, Université de Rouen Normandie	Directeur de thèse
MME FABIANA MARTIN	Directeur de Recherche, Université de Magallanes	Co-directeur de thèse

Thèse dirigée par DAMASE MOURALIS (Identité et Différenciation des Espaces de l'Environnement et des Sociétés) et FABIANA MARTIN (Université de Magallanes)

ÉCOLE DOCTORALE 556 HSRT

Normandie Université

idees UMR 6266 / IDEES-Rouen

Géomorphologie et sédimentologie des cavités du Cerro Benítez (Patagonie, Chili) : genèse et évolution d'un piège sédimentaire à mégafaune lors de la dernière glaciation

Igor Girault

Directeur : Damase Mouralis

Co-directrice : Fabiana Martin

Co-encadrant : Dominique Todisco

À la mémoire de mon professeur, Christian Di Giovanni.

À Josée et Jean, pour leur curiosité scientifique.

De tous les phénomènes de la nature, je n'en connais pas un qui soit plus digne de fixer l'attention et la curiosité du naturaliste que les glaciers.

Agassiz, 1840.

Inland ice, Alps with eternal snow, all the details of a glacier, slopes and shores clad with a primeval forest, the crystalline fiord-water, the drifting ice, and all this embraced in one single glance! That is wonderful, I think.

Skottsberg, 1911.

It is important to recognize that the sediment constitutes the site!

Farrand, 2001.

Table des matières

Remerciements.....9

Avis au lecteur.....11

Chapitre 1.....13

Introduction générale

Chapitre 2.....23

Les cavités du Cerro Benítez : des sites archéologiques et paléontologiques au carrefour des enjeux scientifiques de la dernière terminaison glaciaire en Patagonie

Chapitre 3.....53

Chronologie de la déglaciation et de la régression lacustre au Cerro Benítez par 10Be cosmogénique produit in situ : article publié dans la revue Quaternary Science Reviews

Chapitre 4.....77

L'origine glaciolacustre des grottes du Cerro Benítez dévoilée par la tomographie de résistivité électrique, associée à la modélisation 3D des cavités

Chapitre 5.....123

Stratigraphie comparée des remplissages sédimentaires des cavités du Cerro Benítez : provenance, processus de dépôt et implications paléoenvironnementales

Chapitre 6.....189

Conclusion générale

Bibliographie.....195

Table des Figures.....227

Annexe 1.....239

Chronologie et extension des avancées glaciaires en Última Esperanza au cours de la dernière glaciation : article publié dans la revue Geomorphology

Annexe 2.....257

Tableaux et Figures supplémentaires

Remerciements

Je remercie mon directeur Damase Mouralis, ma co-directrice Fabiana Martin, ainsi que mon co-encadrant Dominique Todisco d'avoir accepté de me confier ce sujet de thèse, d'avoir supervisé mon travail avec la plus grande bienveillance et d'avoir relu en détail ce manuscrit. Je remercie Luis Borrero (université de Buenos Aires), Attila Çiner, Mehmet Akif Sarıkaya et Cengiz Yıldırım (université technique d'Istanbul), Amélie Quiquerez (université de Bourgogne) et Philippe Grandjean (université de Lyon 1) pour leur indispensable contribution scientifique.

Je remercie les autres membres du laboratoire IDEES (université de Rouen), et notamment Raphaël Cambon, Nathalie Duval, Emmanuel Eliot, Christophe Imbert, Carole Nehme, Sébastien Rey-Coyrehourcq et Sophie de Ruffray, de m'avoir accueilli de 2017 à 2022. Je remercie également les doctorants et post-doctorants du laboratoire IDEES et du laboratoire DYLIS (université de Rouen), et notamment Hayat Alilouche, Élise Autrive, Daniel Ballesteros, Clément Caron, France Dubich, Alexandre Geffroy, Marie Havret, Olivier Gillet, Cléo Motta et Peter Reimer, pour leur esprit de convivialité. J'adresse des remerciements spéciaux à Céline Colange, pour son assistance dans l'acquisition d'images satellites, à Kim Génuite, pour m'avoir initié à l'utilisation des logiciels Chronomodel v2.0.18, Photoscan v1.2.5 et 3D Reshaper 2018, ainsi qu'à Ingrid Bejarano Arias et Clément Recq et pour leur soutien moral et logistique de tout instant.

Je remercie Valentina García Huidobro Mery, Yiara Vela-Ruiz Figueroa, Erik Lukoviek et José Díaz pour leur assistance sur le terrain, Jorge Canales Helmer et Mario Margoni, pour m'avoir autorisé à travailler sur leurs propriétés, ainsi que les guardaparques de la Corporation Nationale Forestière du Chili, et notamment Ciro Barría, Alejandra Olivares et Rodrigo Rodríguez, pour leur hospitalité. J'adresse des remerciements spéciaux à Florentina Pérez Martin pour m'avoir initié à la culture argentine ainsi que pour son accueil chaleureux à La Plata.

Je remercie Martine Trautmann d'avoir supervisé les analyses effectuées au Laboratoire d'Analyse des Sols (université de Strasbourg) et Julie Gonand d'avoir supervisé les analyses effectuées au laboratoire Morphodynamique Continentale et Côtière (université de Rouen).

Je remercie les membres du laboratoire Histoire Naturelle de l'Homme Préhistorique (Muséum National d'Histoire Naturelle, université de Perpignan) de m'avoir accueilli de 2022 à 2023, et en particulier Jean-Jacques Bahain, Sophie Grégoire, Christian Perrenoud, Christine Raymond, Amélie Vialet et Delphine Vettese. Je remercie également les doctorants du département de géographie de

l’université de Perpignan, et en particulier Audrey Dupont, Marion Jaume, Vassili Kypreos, Sandra Moreno et Marie-Edmée Torcheboeuf pour leur esprit de convivialité. J’adresse des remerciements spéciaux à Marc Calvet et Magali Delmas pour leur hospitalité.

Je remercie ma famille et, en particulier, ma mère, mon père, ma grand-mère, mon grand-père, mon frère et ma belle-famille, ainsi que mon ami Alexandre Martinez, pour leur soutien moral. J’adresse enfin des remerciements spéciaux à mon épouse Astrid et à ma fille Aurora pour avoir partagé si patiemment ma vie de doctorant durant ces longues mais belles années.

Avis au lecteur

Le Chapitre 3 de ce manuscrit est composé d'un article publié dans la revue *Quaternary Science Reviews*. Le Chapitre 4 et le Chapitre 5 ont été rédigés dans la perspective d'être facilement convertibles en articles destinés à des revues à comité de lecture. Bien que complémentaires, ces chapitres peuvent donc être lus indépendamment. Les tableaux et figures ont été conçus en anglais afin de faciliter leur compréhension par les lecteurs non-francophones ainsi que leur insertion dans des articles destinés à des revues de langue anglaise.

Nous avons veillé à éviter l'emploi de termes et de sigles équivoques ou jargonneux, ainsi que d'abréviations ne relevant pas du système international d'unités, à l'exception des sigles et abréviations suivants, d'usage courant en géochronologie : Ma (million d'années), ka (millier d'années), cal. (calibré), BP (« before present », soit avant l'an 1950 du calendrier grégorien). L'intervalle de confiance des âges ^{14}C calibrés équivaut à deux écarts-types (2σ).

Les toponymes sont généralement mentionnés dans leur langue d'origine, tels qu'« alero » (abri), « arroyo » et son équivalent chilien « estero » (ruisseau), « cerro » (mont), « cueva » (grotte), « lago » (lac), « río » (rivière) et « vega » (vallée à fond plat). Le terme de fjord a néanmoins été préféré à l'espagnol « seno », car le premier revêt une acception morphogénétique précise.

Sauf mention contraire, les figures et photographies sont l'œuvre de l'auteur. Les cartes ont été réalisées à l'aide du logiciel libre QGIS, et les figures à l'aide du logiciel libre Inkscape.

Chapitre 1

Introduction générale

La dernière terminaison glaciaire s'étend entre le dernier maximum glaciaire global, vers 21 ka (Clark et al., 2009 ; Lambeck et al., 2014), et la transition Pléistocène-Holocène, il y a 11,7 ka (Walker et al., 2009). Cet intervalle de temps est caractérisé par un réchauffement global du climat entrecoupé de brefs épisodes de refroidissement. Ces bouleversements climatiques s'expriment sous les moyennes latitudes par le recul des fronts glaciaires, le développement puis le drainage de vastes lacs proglaciaires ainsi qu'un changement drastique de la végétation. L'ouverture de voies de dispersion libres de glace conduit *Homo sapiens* à étendre son aire de répartition au continent américain, dont la Patagonie représente l'extrémité la plus marginale. L'arrivée des premières populations de chasseurs-cueilleurs au sein de ces environnements perturbés coïncide avec l'extinction de la majeure partie de la mégafaune.

Situé à 51,5°S de latitude, dans la province chilienne d'Última Esperanza, au bord du fjord éponyme, une vingtaine de kilomètres au nord de la ville de Puerto Natales, le Cerro Benítez abrite une densité de sites archéologiques et paléontologiques d'âge pléistocène exceptionnelle en Patagonie, dont la fameuse Cueva del Milodón (Figure 1.1). Les circonstances de la découverte de cette grotte au dix-neuvième siècle ont notamment été rapportées par Emperaire et Laming (1954), Martinic (1996), Eberhard-Martiny (2018) et Pérez et al. (2018).

Le colon allemand Hermann Eberhard explore la Cueva del Milodón en 1895. Ce dernier y découvre un fragment de peau, à demi enfoui, couvert d'un pelage crème et d'ostéodermes (Fgure 1.2). Un nouveau fragment de peau est mis au jour par l'explorateur polaire et géologue suédois Otto Nordenskjöld en 1896 (Lönnberg, 1899). Le naturaliste argentin Francisco Moreno visite la grotte en 1897 et expédie le fragment de peau découvert par Eberhard à Londres (Moreno et Smith Woodward, 1899). Le paléontologue argentin Florentino Ameghino (Figure 1.3) attribue ces restes tégumentaires à une nouvelle espèce de paresseux géant de la famille des Mylodontidae, survivant dans les régions inexplorées de Patagonie, qu'il nomme *Neomylodon listai*, sur la base d'un témoignage apocryphe attribué à l'explorateur argentin Ramón Lista (Ameghino, 1898 ; 1899). Plusieurs explorateurs européens tentent en vain d'en capturer un spécimen au cours de la décennie suivante, dont l'Anglais Hesketh Prichard, de 1899 à 1901 (Prichard, 1902) et le Français André Tournouër, de 1899 à 1903 (Tournouër, 1900 ; 1901 ; Buffetaut, 2020).

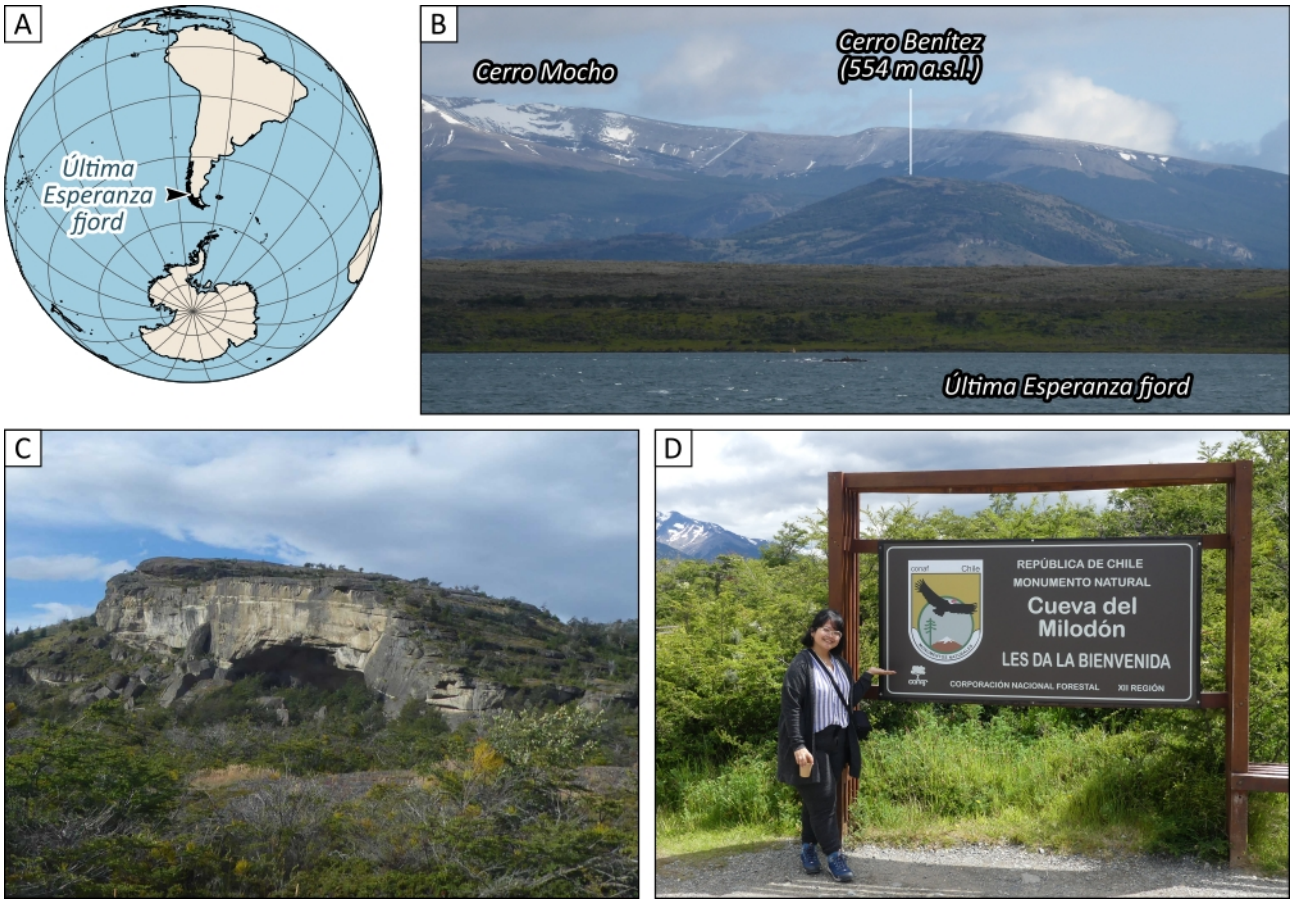


Figure 1.1. La Cueva del Milodón, en Última Esperanza. A : carte indiquant l'emplacement du fjord d'Última Esperanza. B : le Cerro Benítez (au premier plan) et le Cerro Mocho, situé à l'extrémité sud de la cordillère Manuel Señoret, tels qu'ils se présentent au visiteur depuis le fjord d'Última Esperanza. C : entrée de la Cueva del Milodón, telle qu'elle se présente au visiteur émergeant de la forêt de *Nothofagus*. D : entrée du Monumento Natural Cueva del Milodón.

En 1899, l'archéologue suédois Erland Nordenskjöld, puis le paléontologue allemand Rudolf Hauthal (Figure 1.3), fouillent la Cueva del Milodón ainsi que plusieurs autres grottes du Cerro Benítez. Ces opérations livrent des restes abondants de mégafaune éteinte, dont le paresseux géant *Mylodon*, le cheval *Hippidion* ainsi que le litopterne *Macrauchenia* (Hauthal, 1899 ; Nordenskjöld, 1996). La mise au jour d'une couche de coprolithes conduit Hauthal (1899) à défendre l'hypothèse de la domestication du paresseux géant, qu'il renomme *Grypotherium domesticum*. Cette hypothèse est ultérieurement battue en brèche par Bird (1988), puis Emperaire et Laming (1954). De nouvelles fouilles sont entreprises durant la seconde moitié du vingtième siècle, dans la Cueva del Milodón (Emperaire et Lamaing, 1954 ; Saxon, 1976 ; Borrero et al., 1991), ainsi que dans d'autres cavités (Borrero, 1982 ; Massone, 1982 ; Nami, 1985-1986 ; 1987 ; 1989-1990 ; Borrero et al., 1991 ; Nami, 1992 ; Borrero et Massone, 1994 ; Martinic, 1996 ; Legoupil et Bertran, 2006 ; Sierpe et al., 2009). La Cueva del Medio livre notamment des artefacts lithiques attribués au complexe

archéologique de Fell en association avec des restes de mégafaune éteinte, témoignant de la plus ancienne présence humaine attestée à cette latitude (Nami, 1987).

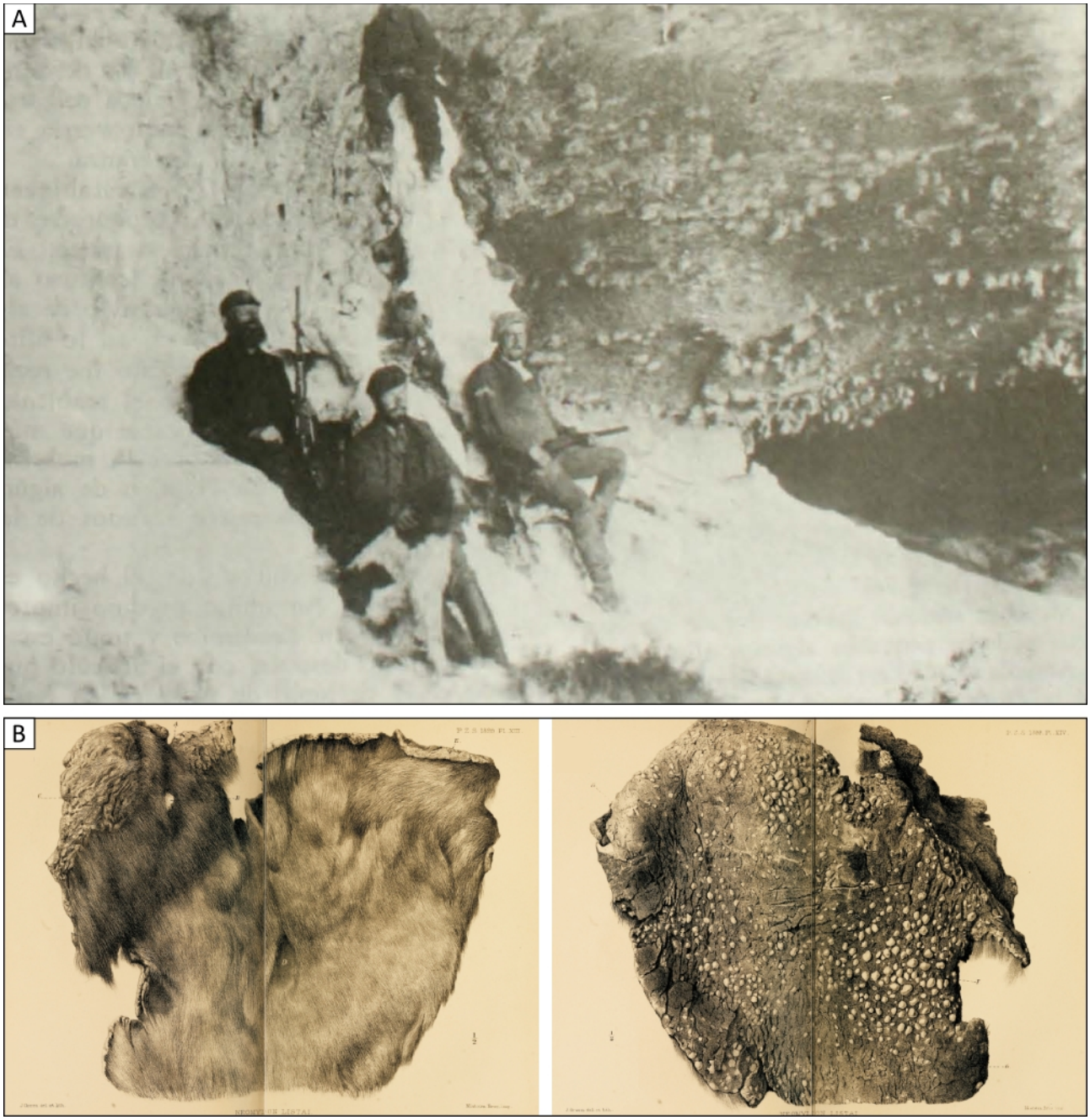


Figure 1.2. Les découvertes d'Eberhard. A : photographie de l'intérieur de la Cueva del Milodón. Eberhard est assis à gauche de la stalagmite (Martinic, 1996). B : fragment de peau de *Mylodon* exhumé par Eberhard en 1895, aujourd'hui conservé au Muséum d'Histoire Naturelle de Londres (Moreno et Smith Woodward, 1899). À gauche : face externe, couverte d'un pelage crème. À droite : face interne, couverte d'ostéodermes.

Figure 1.3. Portraits de quelques acteurs remarquables de la recherche archéologique et paléontologique au Cerro Benítez du dix-neuvième siècle à 1954. De gauche à droite : Florentino Ameghino, 1854-1911 (Mercante, 1911). Sa théorie du *Neomylodon listai* en fait le principal artisan de la notoriété de la Cueva del Milodón au tournant du siècle ; Erland Nordenskjöld, 1877-1932 (Archives nationales de Suède). Cet archéologue suédois, neveu de l'explorateur polaire et géologue Otto Nordenskjöld, fouille les trois grottes principales du Cerro Benítez en 1899 ; Rudolf Hauthal, 1854-1928 (Riccardi, 2011). Ce paléontologue allemand fouille la Cueva del Milodón et la Cueva del Medio en 1899 pour le compte du Musée de La Plata ; Joseph Emperaire, 1912-1958 (de Beauchêne, 1959). Cet archéologue français effectue plusieurs missions en Patagonie de 1945 à sa mort en 1958 ; Annette Laming-Emperaire, 1917-1977 (Prous, 1977), archéologue française et épouse du précédent. Les époux Emperaire fouillent la Cueva del Milodón en 1953.

Ces découvertes motivent en 1993 la création du Monumento Natural Cueva del Milodón, une aire protégée administrée par la Corporation Nationale Forestière du Chili (Figure 1.1), abritant les trois principales grottes du Cerro Benítez (Cueva del Milodón, Cueva del Medio, Cueva Chica). La Cueva del Milodón représente aujourd'hui l'une des principales attractions touristiques de la province d'Última Esperanza ainsi qu'un symbole de la Patagonie chilienne (Figure 1.4), notamment mis à l'honneur par l'écrivain anglais Bruce Chatwin dans son récit de voyage, *En Patagonie* (1979). La figure du *Mylodon* (Figure 1.5) tient elle-même une place éminente dans la littérature fantastique (Mason, 1950 ; Coloane, 1963 ; Plaza Santibáñez, 1981 ; Wegmann Hansen, 1984). Le récit de Prichard (1902) a notoirement inspiré le roman de son ami Arthur Conan Doyle, *The Lost World* (1912).

En dépit de ce patrimoine archéologique et paléontologique remarquable, la plupart des auteurs précédents n'ont guère montré d'intérêt pour les processus physiques ayant abouti à la formation du registre fossile, pourtant indispensable à l'interprétation de ce dernier (Goldberg et Sherwood, 2006). Cette négligence a d'ores et déjà conduit à des erreurs d'interprétation du registre fossile (Saxon, 1976 ; 1979) précédemment relevées par Borrero et al. (1991).

Figure 1.4. La figure du *Mylodon* à Puerto Natales. A : statue monumentale réalisée par l'artiste chilien Harold Krüsell Johansen. B : panneaux de signalisation au bord du fjord d'Última Esperanza. C : panneau publicitaire d'une agence de location d'équipement de randonnée. D : peinture murale réalisée par l'artiste chilien Angelino Soto Cea. E : panneau publicitaire d'une agence touristique. F : journal local.

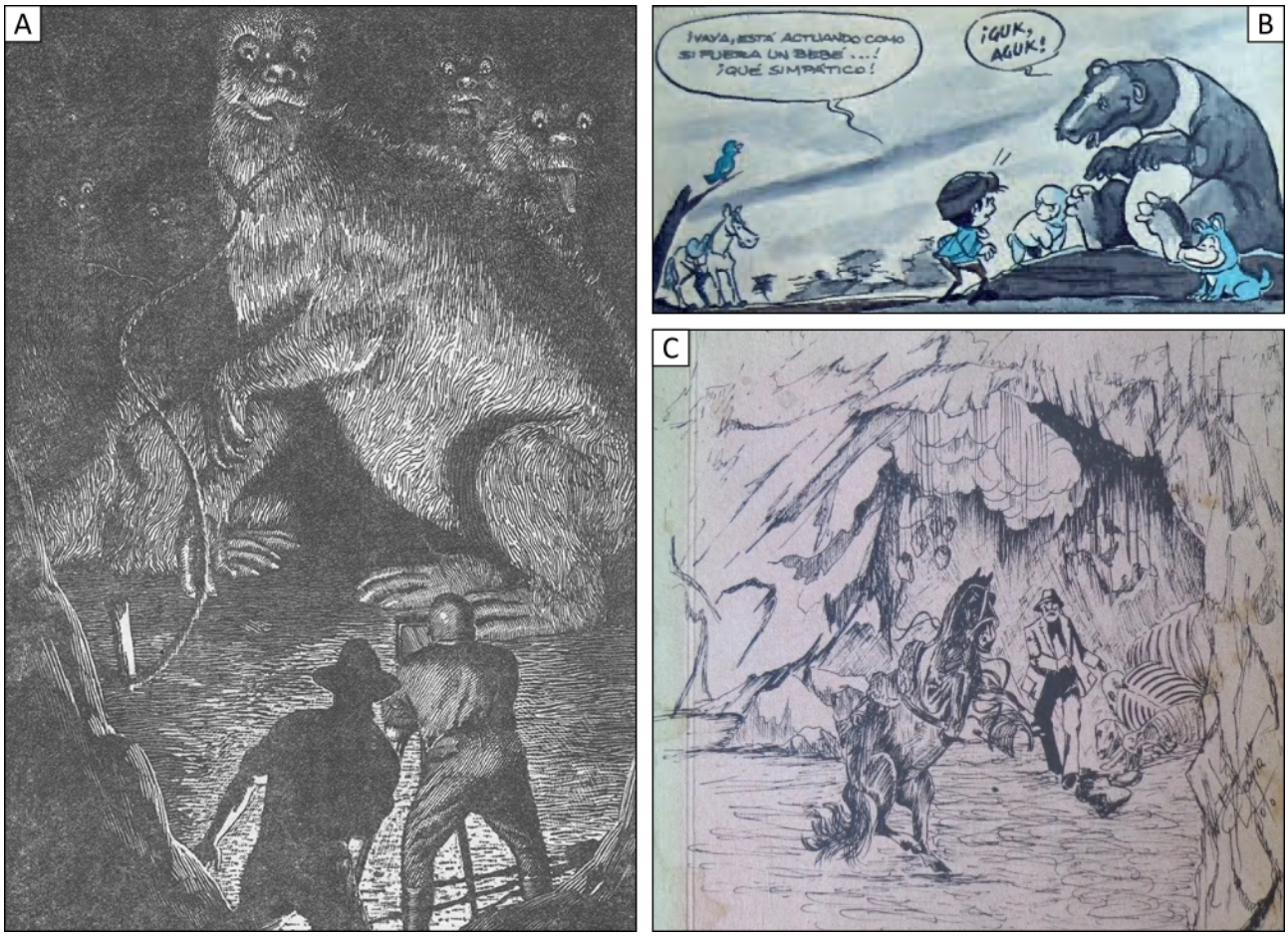


Figure 1.5. La figure du *Mylodon* dans la littérature fantastique. A : illustration de la nouvelle *Lost-One Mylodon* (Mason, 1950) relatant la capture d'un spécimen vivant de paresseux géant. B : extrait de la bande dessinée *El regresso del Milodón* (Plaza Santibáñez, 1981) parue dans le journal *Chumanguito*. C : illustration du roman *El Cementerio de los Milodones* (Wegmann Hansen, 1984).

À ce jour, la méconnaissance des processus impliqués dans la genèse des cavités et des dépôts laisse de nombreuses questions archéologiques et paléontologiques en suspens, telles que l'accessibilité des grottes au cours de la dernière glaciation et l'hétérogénéité des remplissages sédimentaires à mégafaune (Borrero et al., 1991 ; Favier Dubois et Borrero, 1994 ; Martin et al., 2015 ; Todisco et al., 2018). En 1994, Favier Dubois et Borrero concluaient ainsi le bilan provisoire des connaissances relatives aux remplissages sédimentaires des cavités : « A geoarchaeological perspective was helpful in clarifying some of the issues, but still more research is needed in order to attain a better understanding of the processes involved in the formation of these rich and rare deposits. »

Depuis 2011, le Cerro Benítez fait l'objet d'un vif regain d'attention avec l'organisation de fouilles d'une ampleur inédite dirigées par Fabiana Martin (université de Magallanes) et financées par le

FONDECYT (projets 1100822 de 2010 à 2014, 1150845 de 2015 à 2018 et 1180272 de 2018 à 2022, sous la responsabilité de Fabiana Martin). Ces opérations ont bénéficié de l'implication de plusieurs chercheurs de l'université de Rouen (Dominique Todisco, depuis 2011, Joël Rodet, de 2013 à 2015, et Carole Nehme, de 2016 à 2018), dont les travaux préliminaires ont posé les jalons d'une réflexion sur la genèse des dépôts et des cavités (Martin et al., 2013 ; 2015 ; Todisco et al., 2018).

Cette thèse ambitionne de documenter les processus physiques ayant conduit à l'ouverture, puis au remplissage des cavités. Cet objectif général nous conduira à chausser les lunettes du géologue. Nous nous intéresserons moins au Cerro Benítez en tant que théâtre privilégié des interactions entre l'Homme et la mégafaune, qu'en tant que système sédimentaire, dont il s'agira de reconstituer l'évolution au cours de la dernière glaciation (Figure 1.6). Cette problématique désigne le relief et les sédiments comme objets d'étude privilégiés, et se place corollairement à l'interface entre les champs de la géomorphologie, de la sédimentologie et de la géochronologie (Figure 1.7). Du point de vue de l'archéologie, cette problématique relève de la géoarchéologie, selon l'acception de Favier Dubois et Borrero (1994) et de Borrero et al. (2007), qui désignent sous ce terme l'étude des facteurs géologiques contribuant à la genèse des sites archéologiques, contrairement à une acception plus récente, élevant la géoarchéologie au rang de discipline ayant pour objet les interactions entre l'Homme et son environnement (Wilson, 2011). Cette thèse s'apparente ainsi à la tradition de la géologie de la Préhistoire, promue en France par des auteurs tels que Miskovsky (2002) ou Texier (2009).

Nous donnerons dans le Chapitre 2 un aperçu des enjeux scientifiques liés à la dernière terminaison glaciaire en Patagonie. L'objectif général de la thèse sera décomposé en trois questions, auxquelles nous répondrons dans les chapitres suivants en déployant un éventail de méthodes d'analyses en adéquation avec l'échelle d'étude (Figure 1.7). Chaque chapitre présentera l'état de l'art relatif à la question traitée, les méthodes employées, les résultats obtenus ainsi que leur interprétation.

Premièrement, quelle évolution paléogéographique le Cerro Benítez a-t-il connu au cours de la dernière glaciation ? Cette question sera traitée dans le Chapitre 3. Nous y répondrons en établissant une chronologie des avancées glaciaires et de la régression lacustre dans le fjord d'Última Esperanza, fondée sur la cartographie des modelés glaciaires, la datation des surfaces d'exposition de blocs erratiques par ^{10}Be cosmogénique produit in situ et la modélisation chronologique par les statistiques bayésiennes.

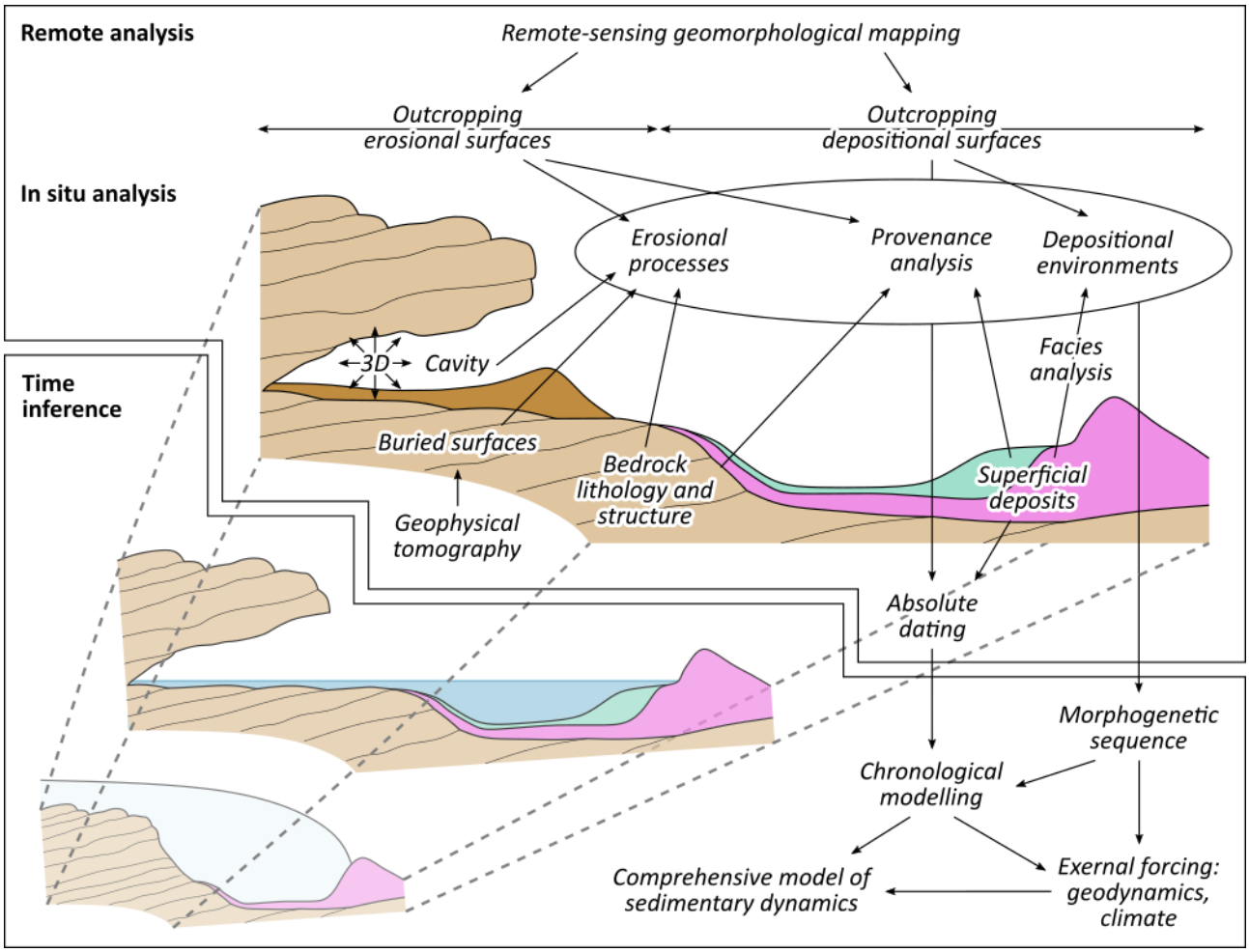


Figure 1.6. Représentation schématique de l'articulation entre les objets d'étude et les méthodes d'analyses mises en œuvre pour les besoins de notre étude.

Deuxièmement, quels sont les processus spéléogénétiques responsables de l'ouverture initiale des cavités, et quelle place ces derniers occupent-ils dans la chronologie de la déglaciation ? Cette question sera traitée dans le Chapitre 4. Nous y répondrons en proposant un modèle spéléogénétique fondé sur l'acquisition de données tirées de l'exploration géophysique du sous-sol, associée à la modélisation tridimensionnelle (3D) numérique des cavités.

Troisièmement, quels sont les processus impliqués dans la production et le dépôt des sédiments à mégafaune dans les cavités ? Cette question sera traitée dans le Chapitre 4. Nous y répondrons par l'analyse macroscopique des lithofaciès ainsi que par l'analyse granulométrique, cristallographique, géochimique et micromorphologique des échantillons de sédiments tirés des fouilles conduites entre 2011 et 2017 par Fabiana Martin (université de Magallanes).

Nous tâcherons à chaque étape de ce programme de recherche d'identifier les aires et processus d'érosion et de dépôt, les agents de transport ainsi que les facteurs internes et externes influençant la

sédimentation, tels que la géodynamique et le climat, à l'échelle du fjord d'Última Esperanza, des versants du Cerro Benítez et des cavités (Figure 1.6). Seul l'emboîtement de ces trois échelles d'étude permettra de livrer un modèle synthétique et compréhensif du fonctionnement des pièges sédimentaires à mégafaune que représentent les cavités du Cerro Benítez, du dernier maximum glaciaire local à la transition Pléistocène-Holocène. Ce programme de recherche peut donc être qualifié de multiscalaire. Une attention particulière sera portée au problème de la chronologie. Nous tenterons de vérifier les hypothèses morphogénétiques que nous formulerons par la concordance entre le modèle chronologique et les taux d'érosion documentés par la littérature académique. Le modelé glaciaire est généralement dépeint dans les manuels de géomorphologie comme le modelé climatique, ou zonal, par excellence (Tricart et Cailleux, 1962), au risque de négliger le rôle du substrat rocheux dans la morphogenèse (Twidale et Lageat, 1994 ; Peulvast et Vanney, 2001). Une attention particulière sera donc également portée à l'influence des propriétés lithologiques et structurales du substrat rocheux sur l'évolution des versants ainsi que sur la sédimentation dans les cavités. Le Chapitre 6 dressera un bilan de ces travaux.

Ce programme de recherche a reçu l'appui financier du FONDECYT (projets 1150845 de 2015 à 2018 et 1180272 de 2018 à 2022), du CNRS (Projet International de Coopération Scientifique GEOCEBE de 2017 à 2019), de l'Institut des Amériques avec deux bourses de mobilité octroyées en 2019 et 2020, du laboratoire IDEES (université de Rouen) et de l'école doctorale Homme, Société, Risque, Territoire. L'auteur a également bénéficié d'une allocation doctorale de recherche octroyée par l'école doctorale Homme, Société, Risque, Territoire. Quatre missions de terrain ont été effectuées de 2017 à 2020, dont trois avec la participation de Dominique Todisco (université de Rouen). La mise en œuvre de ce programme de recherche a en outre bénéficié de l'implication de chercheurs affiliés à d'autres universités. Attila Çiner, Mehmet Akif Sarıkaya et Cengiz Yıldırım (université technique d'Istanbul) ont participé à l'échantillonnage des blocs erratiques, en 2017, et se sont chargés de la préparation de ces échantillons. Amélie Quiquerez (université de Bourgogne) a réalisé le modèle numérique de surface (MNS) d'une résolution de 50 cm du Cerro Benítez, supervisé l'acquisition des données géophysiques sur le terrain, de 2018 à 2019, et s'est chargée de l'inversion des profils de résistivité électrique. Enfin, Philippe Grandjean (université de Lyon 1) a piloté les drones utilisés pour photographier les versants du Cerro Benítez, en 2019.

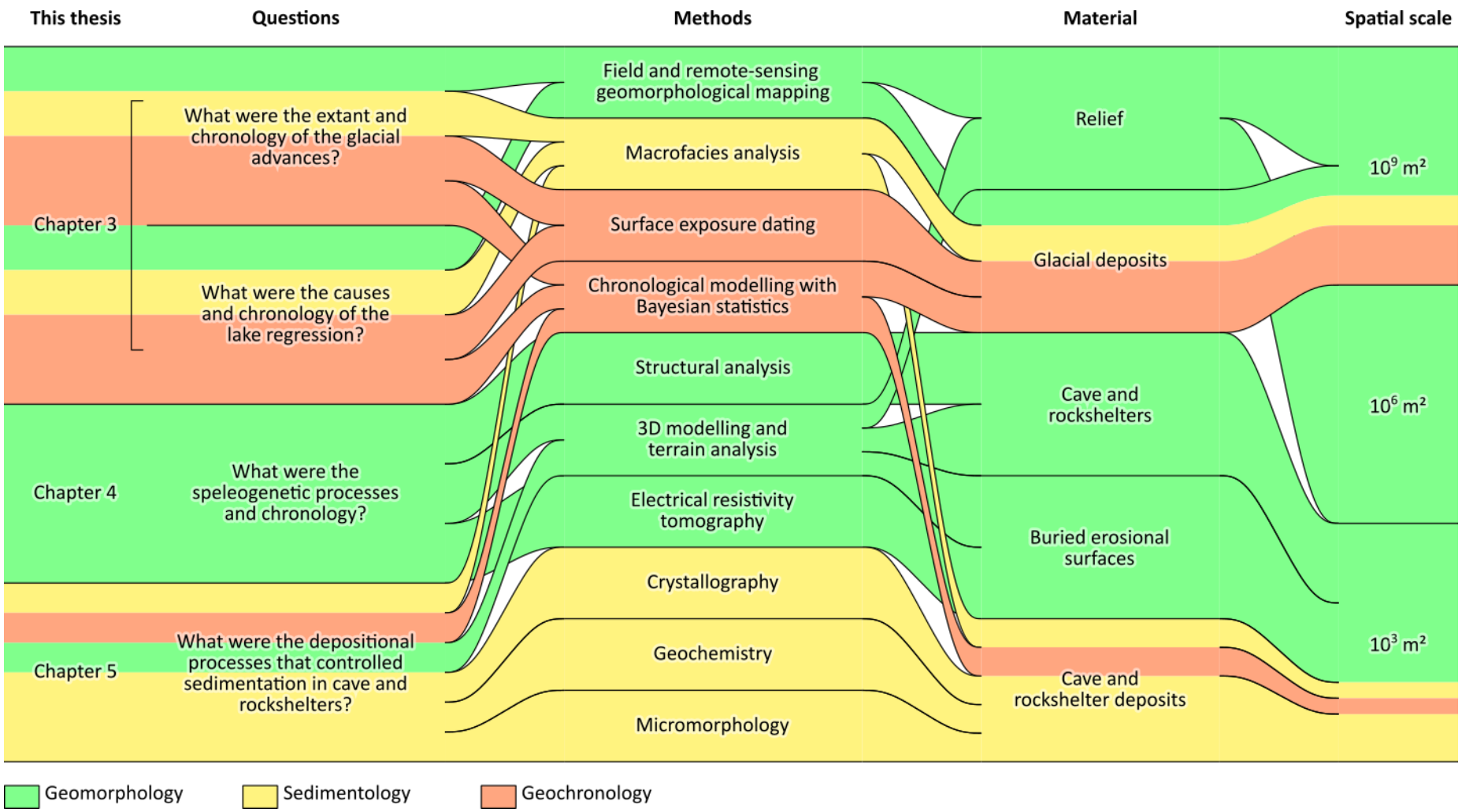


Figure 1.7. Représentation schématique de l'organisation des Chapitres 3 à 5 de ce manuscrit mettant en évidence les relations intriquées unissant les questions aux méthodes, à l'objet d'étude et à l'échelle spatiale.

Chapitre 2

Les cavités du Cerro Benítez : des sites archéologiques et paléontologiques au carrefour des enjeux scientifiques de la dernière terminaison glaciaire en Patagonie

1 Introduction

Le Quaternaire est marqué par des fluctuations périodiques de haute fréquence et de grande amplitude du climat global, attestées par les variations du $\delta^{18}O$ des sédiments marins (Hays et al., 1976 ; Lisiecki et Raymo, 2005) et des calottes de glace polaires (Petit et al., 1997 ; Membres du Projet North Greenland Ice Core, 2004 ; Jouzel et al., 2007). Les épisodes de refroidissement sont caractérisés par un lent accroissement du volume global des glaciers, ainsi que par l'abaissement subséquent du niveau marin eustatique. Au Pléistocène moyen et supérieur, ces derniers atteignent une récurrence moyenne de 100 ka, dont l'origine fait actuellement l'objet de controverses (Maslin et Ridgewell, 2005 ; Ganopolski et Calov, 2011 ; Abe-Ouchi et al., 2013 ; Chalk et al., 2017 ; Willeit et al., 2019). Ces fluctuations climatiques sont en outre modulées par les variations de l'irradiance solaire estivale, avec une période de 23 ka attribuée au cycle de précession des équinoxes, et une période de 41 ka attribuée au cycle de l'obliquité (Imbrie et al., 1992 ; Paillard, 2010). La terminaison glaciaire désigne le bref intervalle de temps, généralement inférieur à 10 ka, séparant le maximum glaciaire du retour aux conditions climatiques interglaciaires (Denton, 2010).

Unique masse continentale située entre 40 et 60°S de latitude, la Patagonie (Figure 2.1) abrite actuellement des champs de glace de dimensions inégalées sous les moyennes latitudes. Les particularités orographiques et climatiques de cette péninsule y favorisent, durant les épisodes de glaciation, la croissance d'une calotte glace de plus de 2000 km de long (Caldenius, 1932 ; Rabassa, 2008 ; Davies et al., 2020). L'Amérique du Sud représente le continent le plus éloigné du foyer africain de dispersion des populations humaines (Borrero et Franco, 2015). L'arrivée de ces dernières y est conditionné par le franchissement d'obstacles naturels, tels que le détroit de Béring et l'inlandsis nord-américain (Borrero, 2016), dont la chronologie fait actuellement l'objet de vifs débats (Pérez-Balarezo et Ramos, 2021 ; Gómez Coutouly, 2022).

La dernière terminaison glaciaire est marquée en Patagonie par la désintégration de la calotte de glace patagonne, un changement drastique de la végétation, l'arrivée de l'Homme et l'extinction concomitante de la majeure partie de la mégafaune. Nous tâcherons dans ce chapitre de replacer le Cerro Benítez au cœur de ces enjeux scientifiques, à l'aune de la littérature académique existante.

2 Aperçu géographique de la Patagonie

2.1 Toponymie, limites physiques et administratives

Fernand de Magellan est le premier navigateur européen à s'aventurer au sud du Río de la Plata, en 1520. Magellan désigne les autochtones rencontrés dans la baie de San Julian sous le nom de Patagons, dont l'étymologie demeure incertaine. Le chroniqueur de l'expédition, Antonio Pigafetta, désigne corollairement la péninsule s'étendant au nord du détroit de Magellan sous le nom de Patagonie (Figure 2.2). Dans son acception actuelle, la Patagonie inclut également les îles situées au sud du détroit de Magellan, dont le cap Horn représente la limite sud. La limite nord est généralement représentée par le Río Colorado et son affluent le Río Barrancas, à l'est des Andes, ainsi que par le fjord Reloncaví, à l'ouest des Andes (Coronato et al., 2008).

La Patagonie s'étend sur le territoire actuel de la République du Chili, avec les régions des Lagos, d'Aysén et de Magallanes, ainsi que de la République argentine, avec les provinces du Neuquén, Río Negro, Chubut, Santa Cruz et Terre de Feu. Depuis 1881, la ligne de partage des eaux marque la frontière entre ces deux États au nord de 52°S de latitude. Au sud, le le territoire chilien s'étend à l'ouest de 70°W de longitude et au sud du canal du Beagle, tandis que le territoire argentin s'étend à l'est de 70°W de longitude et au nord du canal du Beagle (Figure 2.1).

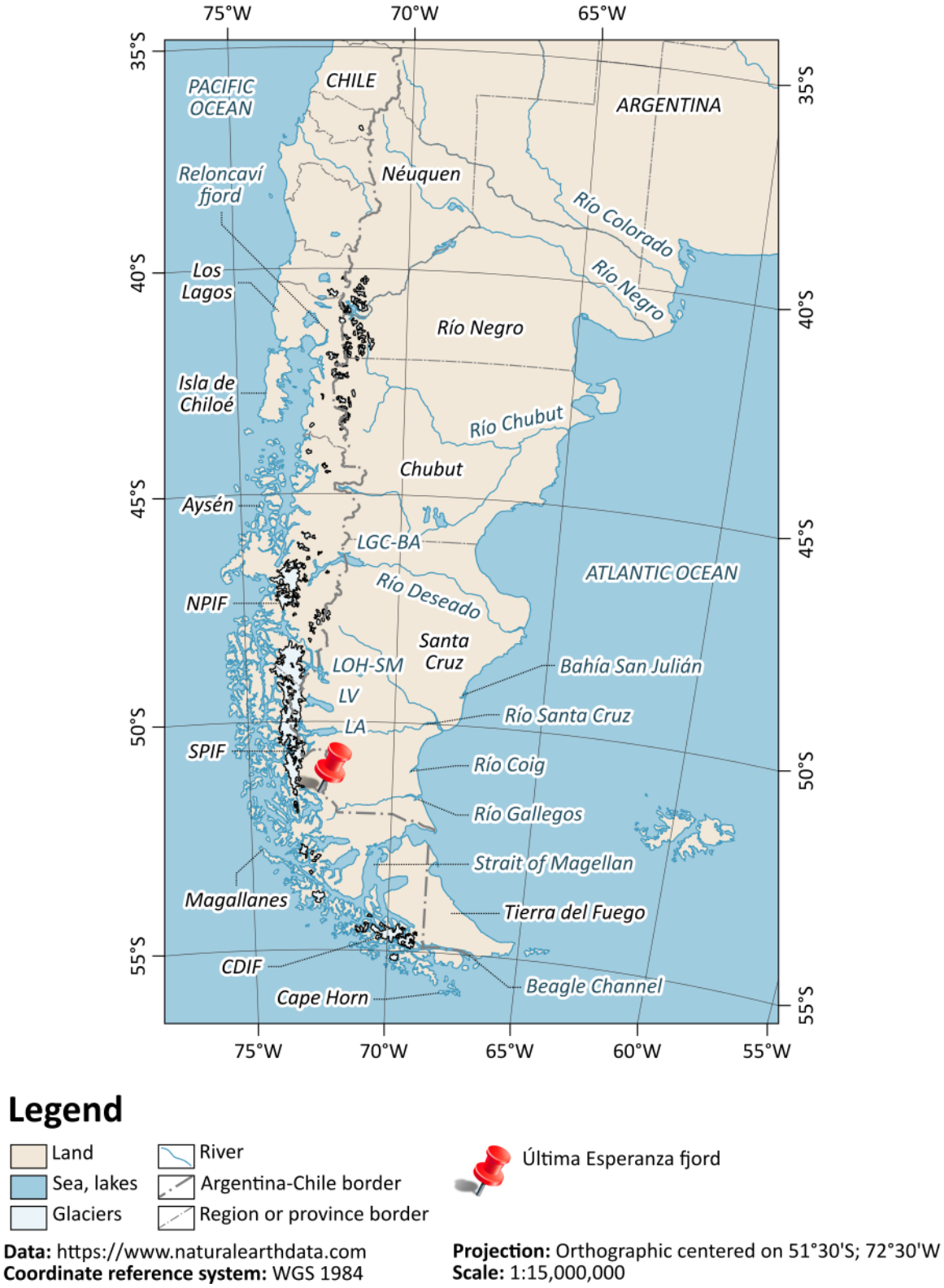


Figure 2.1. Carte de la Patagonie. LGC-BA : Lago General Carrera-Buenos Aires ; LOH-SM : Lago O'Higgins-San Martín ; LV : Lago Viedma ; LA : Lago Argentino ; NPIF : champ de glace nord de Patagonie ; SPIF : champ de glace sud de Patagonie ; CDIF : champ de glace de la cordillère Darwin.

Figure 2.2. Carte de la Patagonie tirée du manuscrit de Pigafetta conservé à la Bilbiothèque nationale de France, daté du seizième siècle. Le nord est en bas. Le détroit de Magellan y est encore désigné sous le nom de détroit de Patagonie.

2.2 Caractéristiques géologiques et orographiques

Le terrane patagon est délimité au nord par la faille de Huincul (Chernicoff et Zapettini, 2004 ; Ramos et al., 2004). L'orogenèse patagonne débute au Jurassique avec la fermeture du bassin d'arrière-arc de Rocas Verde, et se poursuit aujourd'hui avec la subduction de la plaque de Nazca, à une vitesse de 72 mm.a^{-1}, et de la plaque antarctique, à une vitesse de 19 mm.a^{-1} (Figure 2.3). Le soulèvement des Andes patagonnes débute au Miocène (Fildani et al., 2008 ; Ramos et Ghiglione, 2008 ; Ghiglione et al., 2019 ; Muller et al., 2021). Cette chaîne de montagnes d'axe nord-sud, délimitée au nord par le Río Aluminé, culmine avec le Cerro San Valentín, à 4070 m d'altitude, et abrite plusieurs volcans actifs, appartenant aux zones sud et australes de l'arc volcanique andin (Ramos et Ghiglione, 2008).

À l'est des Andes patagonnes s'étend le bassin d'avant-pays de Magallanes, également désigné sous le nom de bassin Austral (Ramos et Ghiglione, 2008 ; Fosdick et al., 2011). Le relief est essentiellement composé de plaines d'épandage fluvioglaciaires d'âge quaternaire, inclinées vers l'océan Atlantique, ainsi que de plateaux volcaniques d'âge cénozoïque, désignés sous le nom de mesetas (Coronato et al., 2008).

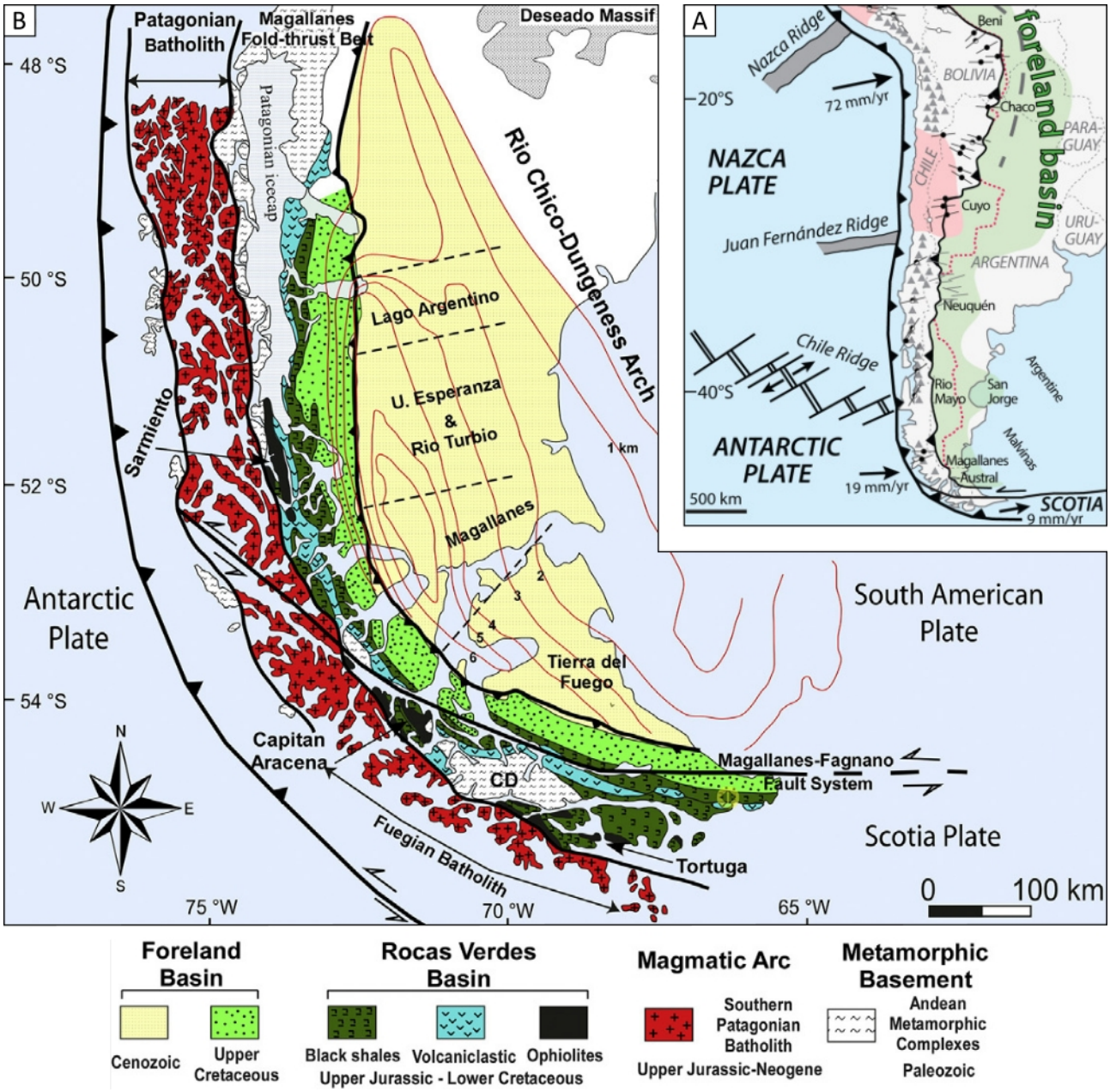


Figure 2.3. Caractéristiques géologiques de la Patagonie. A : carte structurale indiquant l'emplacement de la dorsale du Chili, de la fosse du Pérou-Chili, de la cordillère des Andes et de son bassin d'avant-pays (Horton et Folguera, 2022). B : carte géologique de la Patagonie au sud de 48°S de latitude, indiquant l'emplacement du batholithe et de la ceinture plissée des Andes patagonnes, ainsi que du bassin d'avant-pays de Magallanes (Riviera et al., 2020).

2.3 Hydrographie

La côte pacifique forme un réseau de fjords intriqués, abritant plusieurs dizaines de milliers d'îles. Les vallées glaciaires abritent plusieurs lacs drainés vers l'Atlantique. Quatre d'entre eux (Lago General Carrera, désigné en Argentine sous le nom de Lago Buenos Aires, Lago O'Higgins, désigné en Argentine sous le nom de Lago San Martín, Lago Viedma et Lago Argentino) atteignent une superficie supérieure à 1000 km² (Figure 2.1). Les principaux fleuves drainant le versant est des Andes patagonnes sont, du nord au sud, le Río Colorado, le Río Negro, le Río Chubut, le Río Deseado, le Río Santa Cruz, le Río Coig et le Río Gallegos (Coronato et al., 2008).

2.4 Caractéristiques climatiques

Les Andes patagonnes représentent l'unique obstacle aux vents d'ouest qui dominent la circulation atmosphérique entre 30 et 40°S de latitude (Figure 2.4). La Patagonie présente par conséquent un régime pluviométrique contrasté (Figure 2.4), caractérisé par une façade pacifique hyper-océanique avec des précipitations supérieures à 5000 $mm.a^{-1}$ alimentées par l'air marin polaire, et une façade atlantique semi-aride avec des précipitations inférieures à 250 $mm.a^{-1}$ (Lenaerts et al., 2014). Les températures moyennes annuelles présentent un gradient nord-sud, avec un maximum de 18°C dans le Río Negro, et un minimum de 4°C en Terre de Feu. Les variations saisonnières de température sont modérées (Coronato et al., 2008).

2.5 Végétation

La distribution des provinces végétales reflète à la fois le gradient pluviométrique est-ouest et le gradient de températures nord-sud qui caractérisent la Patagonie (Figure 2.5). La province du Monte s'étend sur la façade atlantique, au nord de 43,3°S de latitude. Cette province est caractérisée par une steppe arbustive clairsemée, avec une couverture végétale inférieure à 50 %. La province patagonne s'étend sur la façade atlantique au nord de 51°S de latitude. Cette province est caractérisée par une steppe arbustive dense, avec une couverture végétale supérieure à 50 %, à herbacée. La province subantarctique s'étend sur la façade atlantique au sud de 51°S de latitude, ainsi que sur la façade pacifique. Cette province est caractérisée d'ouest en est par une lande humide, une forêt sempervirente de *Nothofagus betuloides* (guindo), une forêt déciduale de *Nothofagus pumilio* (lenga) et *Nothofagus antarctica* (ñire) et une steppe herbacée (Coronato et al., 2008).

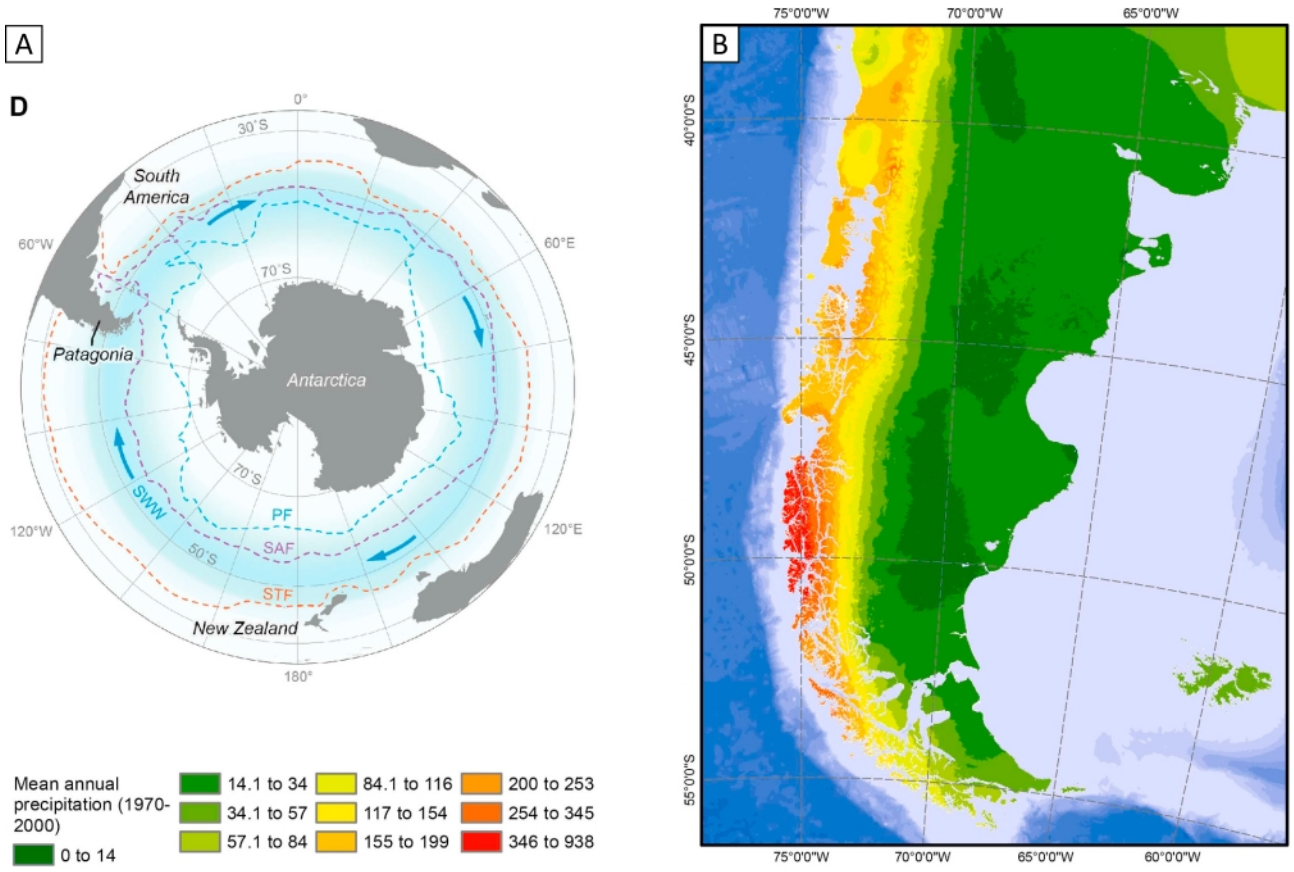


Figure 2.4. Caractéristiques climatiques de la Patagonie. A : carte de l'hémisphère sud indiquant l'emplacement de la ceinture de vents d'ouest de l'hémisphère sud. STF : front subtropical ; SWW : vents d'ouest du sud ; SAF : front subantarctique ; PF : front polaire. B : carte des précipitations moyennes annuelles en cm.a^{-1}. Modifié d'après Davies et al. (2020).

2.6 Les glaciers patagons au vingt-et-unième siècle

Les Andes patagonnes abritent les deux plus vastes étendues glaciaires de l'hémisphère sud situées hors de l'Antarctique. Le champ de glace nord de Patagonie (Figure 2.6) s'étend entre 46,5 et 47,5°S de latitude, et atteignait en 2011 une superficie de 3976 km². Le champ de glace sud de Patagonie s'étend entre 48,5 et 51,0°S de latitude, et atteignait en 2011 une superficie de 13 218 km². Ce dernier alimente plusieurs glaciers émissaires à front vêlant, dont le glacier Grey (Figure 2.6), situé 76 km au nord du Cerro Benítez. La cordillère Darwin, en Terre de Feu, abrite en outre un champ de glace atteignant en 2011 une superficie de 1832 km². À ces trois champs de glace s'ajoutent une multitude de glaciers isolés (Figure 2.6) atteignant en 2011 une superficie cumulée de 3691 km² .

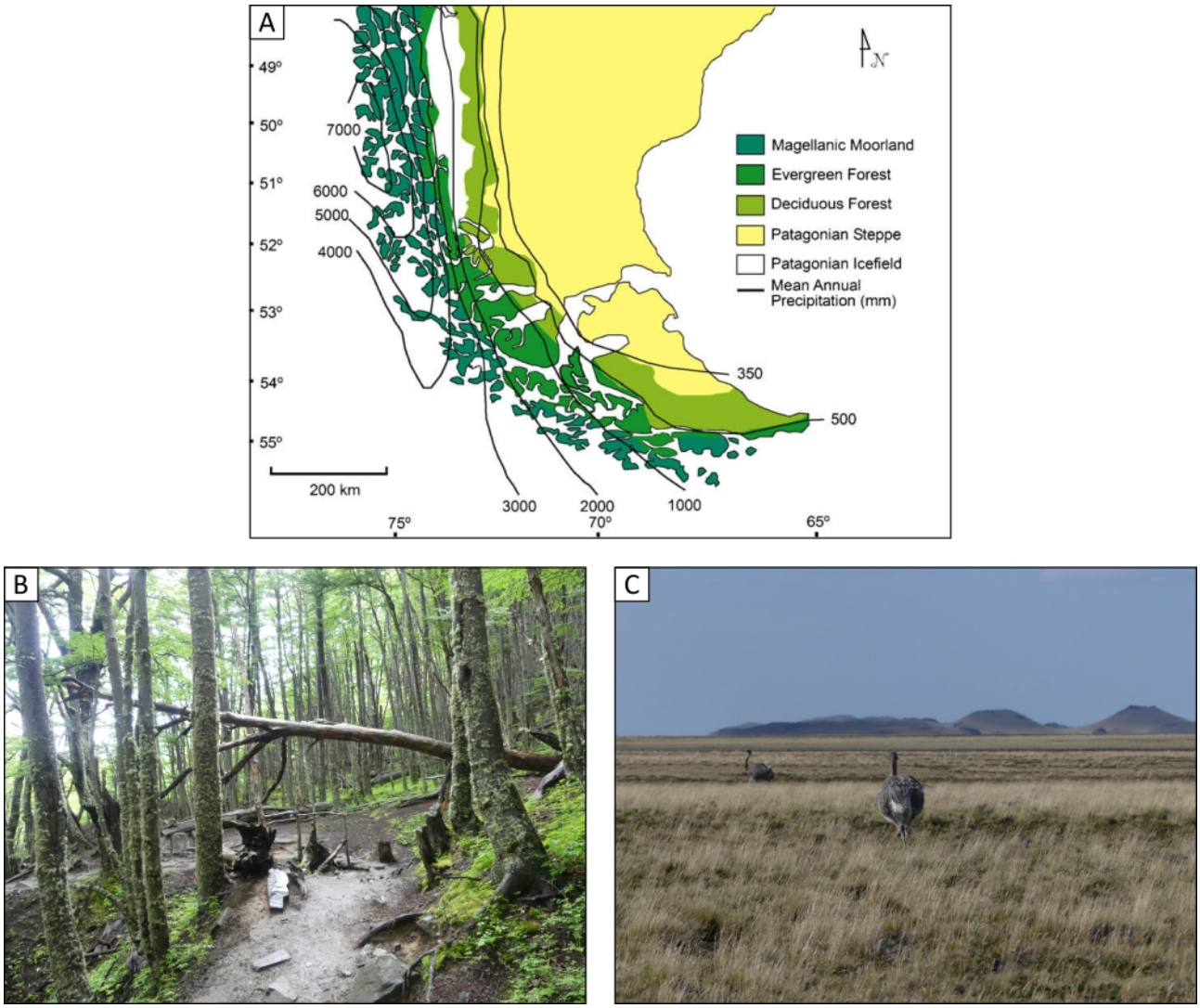


Figure 2.5. Végétation de la Patagonie. A : carte de la végétation et des précipitations moyennes annuelles au sud de 49°S de latitude (Moreno et al., 2009a). B : forêt déciduale de *Nothofagus*, Torres del Paine. C : steppe herbacée et nandous, champ de lave de Pali Aike.

La superficie totale des étendues glaciaires en Patagonie décroît depuis 2001 au rythme moyen de 0,22 %.a^{-1} en raison du réchauffement global du climat et de l'élévation subséquente de la ligne d'équilibre glaciaire (Davies et Glasser, 2012). Entre 2011 et 2017, le déficit de masse des champs de glace nord et sud de Patagonie a contribué à l'élévation du niveau marin eustatique à un rythme moyen de 0,059 ± 0,005 mm.a^{-1} (Foresta et al., 2018).

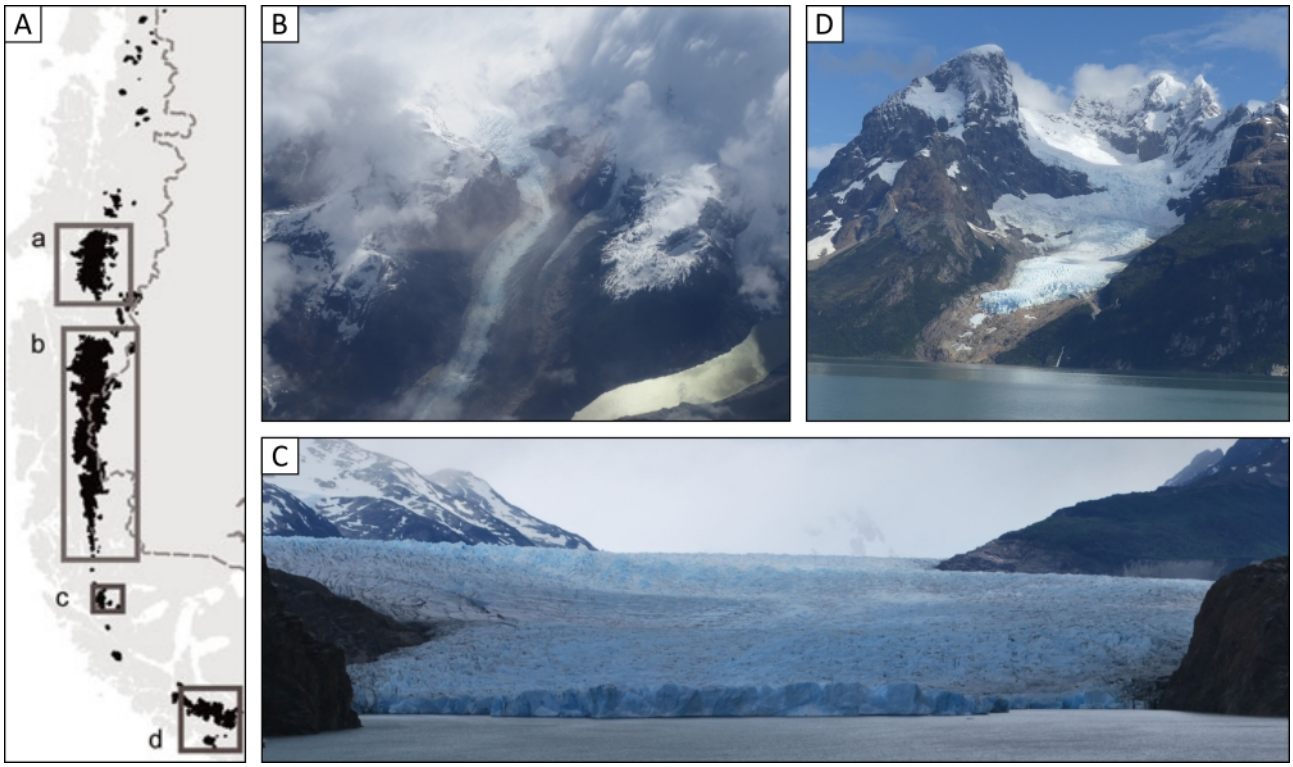


Figure 2.6. Glaciers patagons. A : carte indiquant l'étendue des glaciers patagons en 2011 (Davies et Glasser, 2012). a : champ de glace nord de Patagonie ; b : champ de glace sud de Patagonie ; c : Gran Campo Nevado ; d : champ de glace de la cordillère Darwin. B : vue aérienne du glacier Soler, l'un des émissaires du champ de glace nord de Patagonie. C : front vêlant du glacier Grey, l'un des émissaires du champ de glace sud de Patagonie, au contact du Lago Grey. D : glacier Balmaceda. Ce glacier isolé situé dans le fjord d'Última Esperanza atteignait encore la surface de la mer au cours de la première moitié du vingtième siècle.

3 Les glaciations patagonnes

3.1 Aperçu historique du développement de la géomorphologie glaciaire en Patagonie

3.1.1 Naissance de la théorie des glaciations

Les premières observations scientifiques de dépôts glaciaires en Patagonie sont attribuées au naturaliste anglais Charles Darwin. Lors de son voyage autour du monde à bord du HMS *Beagle*, entre 1832 et 1833, ce dernier décrit des blocs erratiques, dans la vallée du Río Santa Cruz, en Terre de Feu (Figure 2.7) et sur l'île de Chiloé, dont il attribue à tort le transport à des icebergs (Darwin, 1842), conformément à l'opinion de son précepteur, le géologue anglais Charles Lyell.

Figure 2.7. Darwin et les blocs erratiques de la Terre de Feu. A : portrait de Charles Darwin, 1809-1882 (Darwin Museum, Downe). B : blocs erratiques initialement décrits par Darwin (1842) dans la baie de San Sebastian, en Terre de Feu (Evenson et al., 2009).

À la même époque naît en Europe la théorie des glaciations. À partir de la seconde moitié du dix-huitième siècle, alors que l'exploration scientifique des Alpes prend son essor, l'origine des blocs erratiques, pourtant connue des populations locales (Martel, 1744), fait l'objet d'une controverse. Le dépôt des blocs erratiques est attribué à une débâcle d'ampleur catastrophique (de Saussure, 1779 ; Bigsby, 1821 ; Cuvier, 1830), puis à l'échouage d'icebergs en provenance des hautes latitudes (Lyell, 1840). Le rôle des anciens glaciers, impliquant l'existence d'épisodes de refroidissement drastique du climat, est initialement envisagé par le géologue écossais James Hutton (1795). Cette hypothèse rencontre ultérieurement un écho favorable grâce aux travaux des naturalistes suisses Ignace Venetz (1833), Jean de Charpentier (1935 ; 1841) et Louis Agassiz (1837 ; 1840), qui mettent en évidence l'origine glaciaire des blocs erratiques, d'après l'observation de sédiments analogues à la surface des glaciers du dix-neuvième siècle.

3.1.2 L'âge de la chronologie relative

Dès la seconde moitié du dix-neuvième siècle, Moreno (1897) puis Nordenskjöld (1898) rapportent l'observation de dépôts glaciaires en Patagonie attestant l'existence d'anciennes glaciations d'une ampleur comparable à celles documentées dans les Alpes (Figure 2.8). De 1925 à 1928, le géologue suédois Carl Caldenius (Figure 2.9) entreprend de cartographier les principales moraines patagonnes afin d'établir une chronologie relative des avancées glaciaires (Figure 2.8).

Figure 2.8. Premières tentatives de reconstitution des anciennes extensions glaciaires en Patagonie, au sud du Río Coig. En haut : carte de l'extension maximale de la calotte de glace patagonne levée par Nordenskjöld (1898). En bas : détail de la carte des moraines (en vert) levée par Caldenius (1932).

Caldenius (1932) identifie quatre avancées glaciaires successives, dont il attribue les deux plus récentes (stades « gotiglacial » et « finiglacial ») à la dernière glaciation, désignée dans les Alpes sous le nom de Würm par Penck et Brückner (1909). Le géologue italien Egidio Feruglio (Figure 2.9) décrit ultérieurement une séquence de tills et de coulées basaltiques interstratifiés au Cerro Fraile, attestant l'existence de glaciations d'âge pliocène (Feruglio, 1944).

Figure 2.9. Portraits de quelques acteurs remarquables du développement de la géomorphologie glaciaire en Patagonie au dix-neuvième et au vingtième siècle. De gauche à droite : Francisco Moreno, 1852-1919 (Musée de La Plata). Ce dernier s'illustre dans l'exploration scientifique de la Patagonie à partir de 1873, et visite notamment la Cueva del Milodón en 1897 ; Otto Nordenskjöld, 1869-1928 (Archives nationales de Suède). En 1896, au cours de son expédition en Patagonie, ce dernier visite la Cueva del Milodón dont il publie la première description scientifique en 1898 ; Carl Caldenius, 1887-1961 (Rabassa, 2008) ; Egidio Feruglio, 1897-1954 (Vera et al., 2015) ; John Mercer, 1922-1987 (Rabassa, 2008).

3.1.3 L'âge de la chronologie absolue

L'introduction des méthodes de datation radiométriques développées au cours de la seconde moitié du vingtième siècle révolutionne la chronologie des glaciations patagonnes. Les travaux conduits par le géographe anglais John Mercer (Figure 2.9) confirment l'âge pliocène des sédiments glaciaires précédemment décrits par Feruglio (1944), d'après la datation des coulées basaltiques par la méthode du K/Ar (Fleck et al., 1972 ; Mercer et al., 1975 ; Mercer, 1976). La datation de dépôts organiques par la méthode du ^{14}C permet en outre de contraindre l'âge des moraines de la dernière glaciation (Mercer, 1976).

À l'orée du vingt-et-unième siècle, le développement des méthodes de datation des surfaces d'exposition par les nucléides cosmogéniques produits in situ (Siame et al., 2000 ; Gosse et Philips, 2001 ; Dunai, 2010) ouvre de nouvelles perspectives à l'établissement d'une chronologie absolue des glaciations patagonnes. L'âge d'exposition des blocs erratiques est généralement utilisé pour estimer l'âge de retrait du front glaciaire (Figure 2.10). Cette méthode est initialement appliquée en

Patagonie par Kaplan et al. (2004). Plusieurs auteurs (Fabel et al., 2010 ; Bourgois et al., 2016 ; Davies et al., 2018 ; Thorndycraft et al., 2019) ont en outre utilisé l'âge d'exposition des blocs erratiques déposés en milieu subaquatique pour dater les épisodes de régression des anciens lacs proglaciaires (Figure 2.10). La majeure partie de ces travaux ont récemment fait l'objet d'une synthèse par Davies et al. (2020). Comme nous le verrons dans le Chapitre 3, l'interprétation rigoureuse de ces âges nécessite de formuler des hypothèses robustes concernant l'histoire géologique des blocs erratiques antérieure et postérieure à leur dépôt (Kaplan et al., 2007 ; Darvill et al., 2015a).

3.2 Grandeur et décadence de la calotte de glace patagonne

3.2.1 Les glaciations du Néogène

La Patagonie connaît des épisodes de glaciation récurrents au Pliocène, et probablement dès le Miocène (Fleck et al., 1972 ; Mercer et al., 1975 ; Mercer, 1976 ; Rabassa, 2008). La datation d'une séquence de tills et de coulées basaltiques interstratifiées sur le versant nord de la meseta du Lago Buenos Aires, par la méthode du K/Ar (Mercer et Shutter, 1981), puis par la méthode du $^{40}Ar/^{39}Ar$ (Ton-That et al., 1999), a mis en évidence l'existence d'avancées glaciaires d'un âge pliocène à miocène, compris entre 4,4 ± 0,1 et 7,4 ± 0,1 Ma. L'entrée en glaciation de la Patagonie coïncide avec l'émergence de facteurs climatiques et orographiques favorables. Le Miocène est en effet marqué par un refroidissement global du climat, initié dès l'Oligocène avec l'ouverture du passage de Drake et l'isolement atmosphérique de l'Antarctique (Ehrmann et Mackensen, 1992), ainsi que par le soulèvement des Andes patagonnes (Ramos et Ghiglione, 2008).

3.2.2 Les glaciations du Quaternaire

Les glaciations du Quaternaire sont caractérisées par le développement d'une calotte de glace s'étendant entre 37 et 56°S de latitude (Rabassa, 2008). La datation de séquences de tills et de coulées basaltiques interstratifiés dans la vallée du Río Gallegos, par la méthode du K/Ar (Mercer, 1976), puis par la méthode du $^{40}Ar/^{39}Ar$ (Ton-That et al., 1999 ; Singer et al., 2004), indique que la calotte de glace patagonne atteint son extension maximale entre 1,5 ± 0,1 et 1,2 ka. Au cours de cet épisode, désigné par Mercer (1976) sous le nom de « Greatest Patagonian Glaciation » et correspondant au stade « initioglatial » identifié par Caldenius (1932), le lobe de glace du détroit de Magellan s'avance au-delà du rivage atlantique actuel.

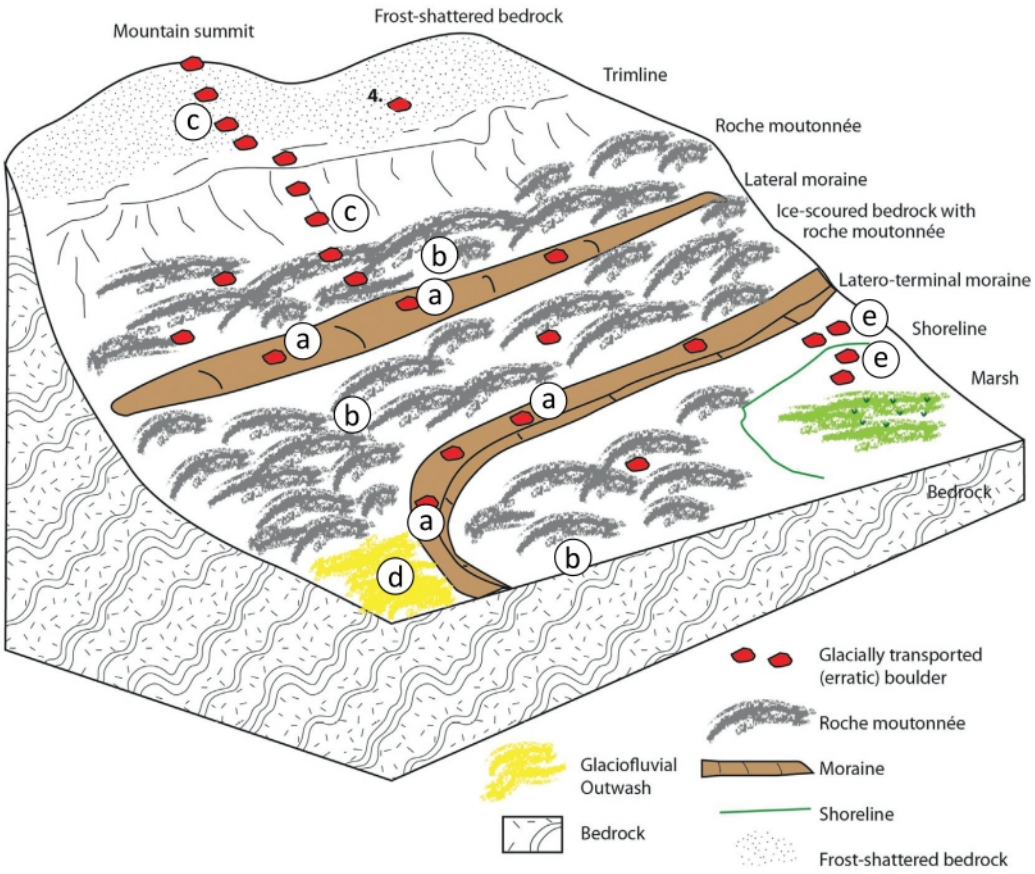


Figure 2.10. Principales cibles et applications de la datation des surfaces d'exposition par les nucléides cosmogéniques produits in situ à la chronologie des glaciations (Davies, 2022). a : blocs erratiques situés sur des crêtes morainiques. Ces derniers sont utilisés pour estimer l'âge de dépôt des moraines, donc des phases d'avancées glaciaires ; b : surfaces d'érosion du substrat rocheux sous-glaciaire. Ces dernières sont utilisées pour estimer l'âge de retrait du glacier ; c : blocs erratiques situés sur un versant. Ces derniers sont utilisés à la manière d'une jauge, pour estimer le taux d'amincissement du glacier lors de la phase de retrait ; d : galets de plaine d'inondation. Ces derniers sont utilisés pour estimer l'âge de dépôt de la nappe fluvioglaciaire ; e : blocs erratiques déposés en milieu subaquatique. Ces derniers sont utilisés pour estimer l'âge de la régression du lac proglaciaire.

La Greatest Patagonian Glaciation précède de plusieurs centaines de milliers d'années l'apparition, au Pléistocène moyen, des cycles glaciaires de 100 ka, au cours desquels le volume global des glaciers atteint son maximum. Pour résoudre ce paradoxe, plusieurs auteurs (Rabassa, 2008 ; Kaplan et al., 2009) ont attribué la diminution de l'extension de la calotte de glace patagonne, au cours du Pléistocène moyen et supérieur, au soulèvement continu des Andes et à l'approfondissement subséquent des vallées par l'érosion glaciaire, limitant, à volume de glace constant, l'extension des lobes de piémont.

3.2.3 La dernière glaciation

La dernière glaciation débute entre 120 et 110 ka (Lisiecki et Raymo, 2005) et s'achève à la transition Pléistocène-Holocène, il y a 11,7 ka (Walker et al., 2009). En Patagonie, cet épisode est désigné sous le nom de glaciation Llanquihue (Mercer, 1976). De récents travaux, s'appuyant sur la datation des surfaces d'exposition de terrasses fluvioglaciaires (Darvill et al., 2015b) et de blocs erratiques (García et al., 2018) par les nucléides cosmogéniques produits in situ suggèrent que la calotte de glace patagonne atteint son extension maximale dès le stade isotopique marin 3, vers 35 ka, avec une superficie d'environ 492 000 km² (Figure 2.11), précédant le dernier maximum glaciaire global d'environ 15 ka (Davies et al., 2020). Son versant ouest alimente cinquante-deux lobes émissaires (Glasser et al., 2008). Le Cerro Benítez est alors recouvert par le lobe d'Última Esperanza (Sagredo et al., 2011 ; García et al., 2018). La superficie de la calotte de glace patagonne diminue de 27 % entre 35 et 20 ka. Au cours de cet intervalle de temps, le front glaciaire recule plus de 30 km en amont de la position atteinte durant le stade marin isotopique 3 (Darvill et al., 2015b ; García et al., 2018 ; Davies et al., 2020). La superficie de la calotte de glace patagonne connaît une diminution de 66 % entre 20 et 15 ka, lors de la dernière terminaison glaciaire. Le recul du front glaciaire favorise le développement de vastes lacs éphémères en amont des moraines du stade isotopique marin 3, notamment en Última Esperanza avec le Lago Tehuelche, le Lago Consuelo et le Lago Magallanes, atteignant une superficie maximale de 5700 km². Ces derniers disparaissent graduellement au cours de la dernière terminaison glaciaire avec l'ouverture de voies de drainage vers l'Océan Pacifique (Sagredo et al., 2011 ; Stern et al., 2011 ; Solari et al., 2012 ; Kilian et al., 2013).

3.3 Les soubresauts climatiques de la dernière terminaison glaciaire

La dernière terminaison glaciaire est caractérisée par un réchauffement du climat global, entrecoupé de brefs épisodes de refroidissement désignés sous le nom de stadiaux. Les épisodes de réchauffement interstadiaux sont désignés dans l'hémisphère nord sous le nom d'évènements de Dansgaard-Oeschger (Dansgaard et al., 1993). Ces derniers précèdent les stadiaux de l'hémisphère sud d'environ deux cents ans (Membres du Projet WAIS Divide, 2015). Les causes de ce déphasage inter-hémisphérique, généralement attribué à l'interaction complexe entre les calottes de glace, la banquise, la circulation océanique et l'insolation terrestre (Boers et al., 2018), demeurent à ce jour débattues.

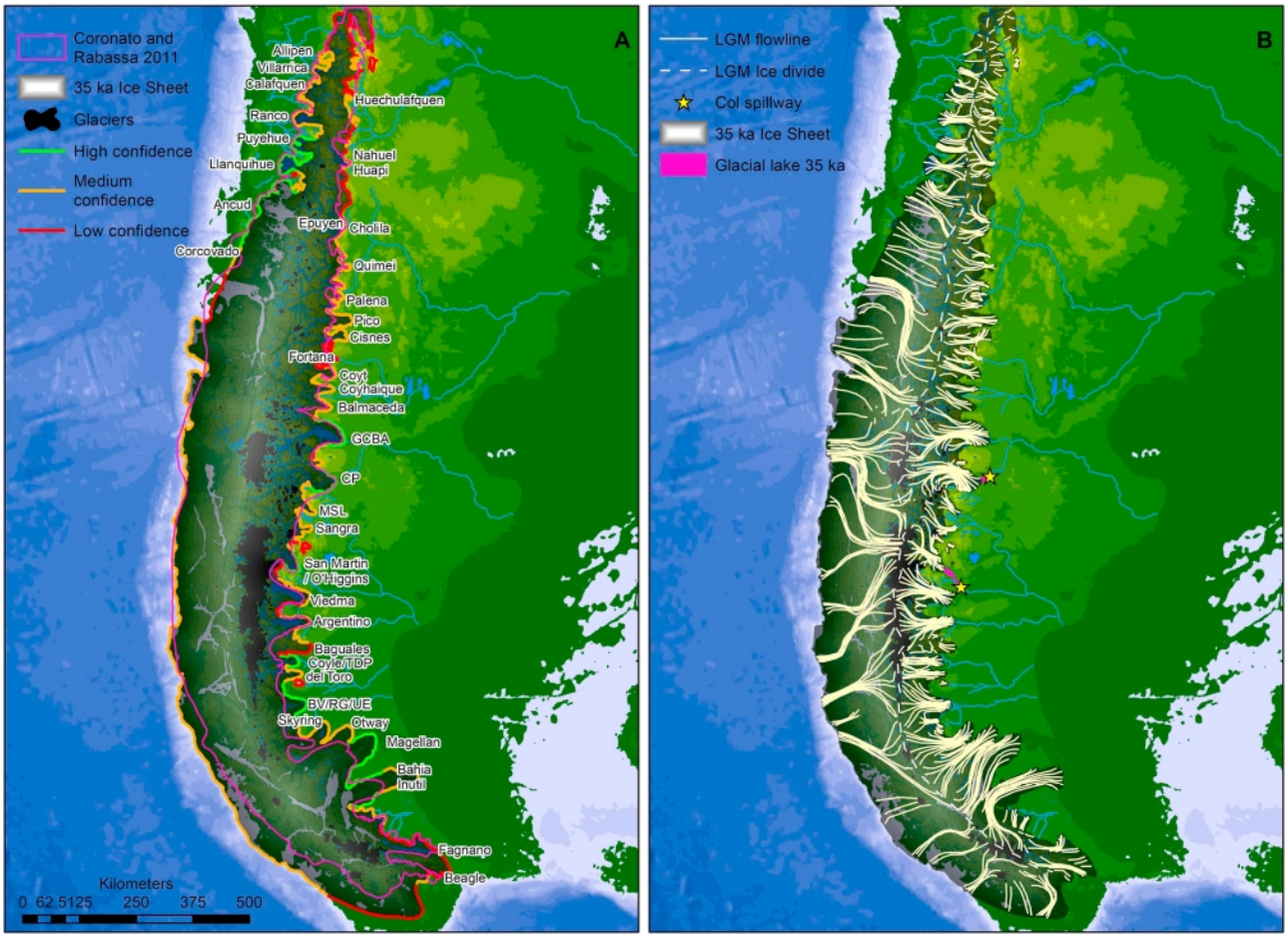


Figure 2.11. Reconstitution de l'extension maximale de la calotte de glace patagonne lors de la dernière glaciation, vers 35 ka (Davies et al., 2020). A : emplacement des principaux lobes de glace émissaires. B : reconstitution des principales voies d'écoulement glaciaire.

L'hémisphère sud connaît un ultime stadial désigné sous le nom d'« Antarctic Cold Reversal » (Figure 2.12). Ce dernier s'étend de 14,8 à 12,7 ka environ, et précède l'ultime stadial de l'hémisphère nord, désigné sous le nom de Dryas récent, de 12,9 à 11,7 ka (Blunier et al., 1997 ; Raynaud et al., 2000 ; Pedro et al., 2016). L'Antarctic Cold Reversal s'exprime en Patagonie par une avancée des fronts glaciaires (Sugden et al., 2005 ; Kaplan et al., 2011 ; Davies et al., 2018), notamment en Última Esperanza (Fogwill et Kubik, 2005 ; Moreno et al., 2009b ; García et al., 2012). L'analyse des assemblages polliniques des tourbières situées au sud de 51°S de latitude (McCulloch et al., 2000 ; Markgraf et Huber, 2010 ; Mansilla et al., 2016 ; 2018 ; McCulloch et al., 2019 ; 2020), et notamment en Última Esperanza (Moreno et al., 2009a ; 2009b ; 2012 ; Markgraf et Huber, 2010 ; McCulloch et al., 2021), indique que la végétation de la dernière terminaison glaciaire est dominée par une steppe froide herbacée, composée d'Asteraceae, Cyperaceae, Poaceae et *Empetrum*. La transition Pléistocène-Holocène, entre 12 et 11 ka, est marquée par le déclin de la steppe au profit de la forêt de *Nothofagus* (Figure 2.12).

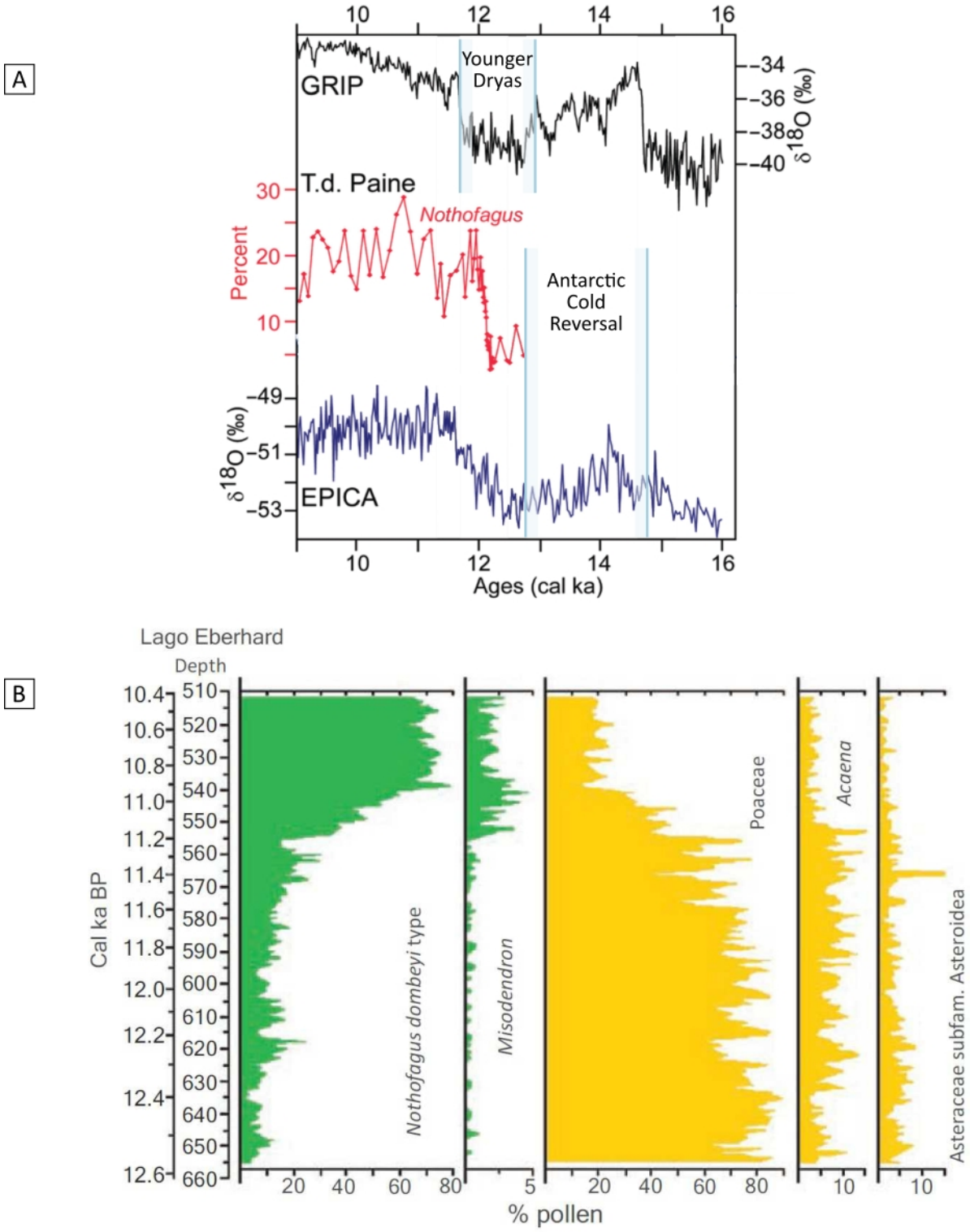


Figure 2.12. Les soubresauts climatiques de la dernière terminaison glaciaire en Patagonie. A : évolution de la proportion de *Nothofagus* au sein de la fraction pollinique de la carotte de Lago Guanaco, en Última Esperanza, comparée aux fluctuations du $\delta^{18}O$ des inlandsis groenlandais (Membres du projet Greenland Ice-core, 1993) et antarctique (Jouzel et al., 2001). Modifié d'après Moreno et al. (2009b). B : évolution de la proportion de *Nothofagus*, de gui (*Misodendron*) et d'herbacées (Poaceae, *Acaena*, Asteraceae) au sein de la fraction pollinique de la carotte de Lago Eberhard, en Última Esperanza (Villavicencio et al., 2016).

4 L’arrivée de l’Homme en Amérique

4.1 Les complexes archéologiques de la dernière terminaison glaciaire en Amérique

Les plus anciens restes attribués à *Homo sapiens* ont été mis au jour à Djebel Irhoud, au Maroc, au sein de dépôts d’un âge de 315 ± 34 ka (Hublin et al., 2017 ; Richter et al., 2017). Les plus anciens restes attribués à cette espèce hors d’Afrique ont été mis au jour dans la grotte de Misliya, en Israël, au sein de dépôts d’un âge de 185 ± 8 ka (Hershkovitz et al., 2018).

L’ancienneté de la présence humaine en Amérique est attestée dès la première moitié du vingtième siècle par la découverte d’artefacts associés à des restes de mégafaune éteinte, à Blackwater Draw, au voisinage de Clovis, au Nouveau-Mexique (Cotter, 1937), puis dans la Cueva Fell et la Cueva Pali Aike, dans le champ de lave de Pali Aike, en Patagonie chilienne (Bird, 1938). Le complexe archéologique de Clovis est caractérisé par des pointes de projectiles lancéolées, à base cannelée facilitant l’emmanchement (Figure 2.13). Ce complexe archéologique s’étend sur la majeure partie de l’Amérique du Nord, entre 13,0 et 12,8 ka cal. BP (Waters et al., 2020). Le complexe archéologique de Fell est caractérisé par des pointes de projectile pédonculées dites à queue de poisson, avec une encoche à la base facilitant l’emmanchement (Figure 2.13). Ce complexe archéologique s’étend sur la majeure partie de l’Amérique du Sud, entre 13,5 et 11,2 ka cal. BP (Prates et Perez, 2021).

La Cueva del Medio, au Cerro Benítez, et la Cueva Lago Sofía 1, située 4,5 km au nord de la précédente, représentent à ce jour les plus anciens sites attribués au complexe archéologique de Fell (Prates et Perez, 2021). Ces grottes ont livré des artefacts lithiques composés de roches volcaniques (Huidobro, 2016), dont plusieurs pointes de projectiles (Figure 2.14), des os brûlés ou présentant des stries de boucherie ainsi que des foyers (Nami, 1985-1986 ; 1987 ; 1989-1990 ; Prieto, 1991 ; Nami, 1992 ; Nami et Nakamura, 1995 ; Jackson et Prieto, 2005 ; Martin et al., 2015). Le plus ancien fragment de charbon mis au jour au sein d’un foyer dans la Cueva Lago Sofía 1 a livré un âge de 13,3-13,6 ka cal. BP (Prieto, 1991), tandis que le plus ancien os brûlé mis au jour dans la Cueva del Medio a livré un âge de 12,5-13,5 ka cal. BP (Nami et Nakamura, 1995).

Figure 2.13. Carte indiquant l'emplacement des principaux sites ainsi que l'extension du complexe archéologique de Clovis (en orange), du complexe archéologique de Fell (en vert) et des étendues glaciaires (en blanc) entre 13,0 et 12,7 ka cal. BP (Waters, 2019).

4.2 L'origine du peuplement américain

L'origine des populations associées aux complexes archéologiques de Clovis et de Fell a fait l'objet de controverses jusqu'au vingt-et-unième siècle. En s'appuyant sur les similitudes observées entre la technologie clovisienne et la technologie solutréenne, documentée en France et dans la péninsule ibérique entre 22 et 17 ka cal. BP environ, plusieurs auteurs (Bradley et Stanford, 2004) ont envisagé une origine européenne impliquant une traversée de l'Océan Atlantique. Cette hypothèse est aujourd'hui unanimement rejetée en raison de l'intervalle de temps séparant la disparition de la technologie solutréenne de l'apparition de la technologie clovisienne (Jelinek, 1971 ; Straus, 2000).

L’analyse récente du génome extrait de restes humains d’un âge de 12,7-12,6 ka cal. BP associés à des artefacts clovisiens, à Anzick, dans le Montana, suggère au contraire que les populations du complexe archéologique de Clovis dérivent d’ancêtres asiatiques (Rasmussen et al., 2014).

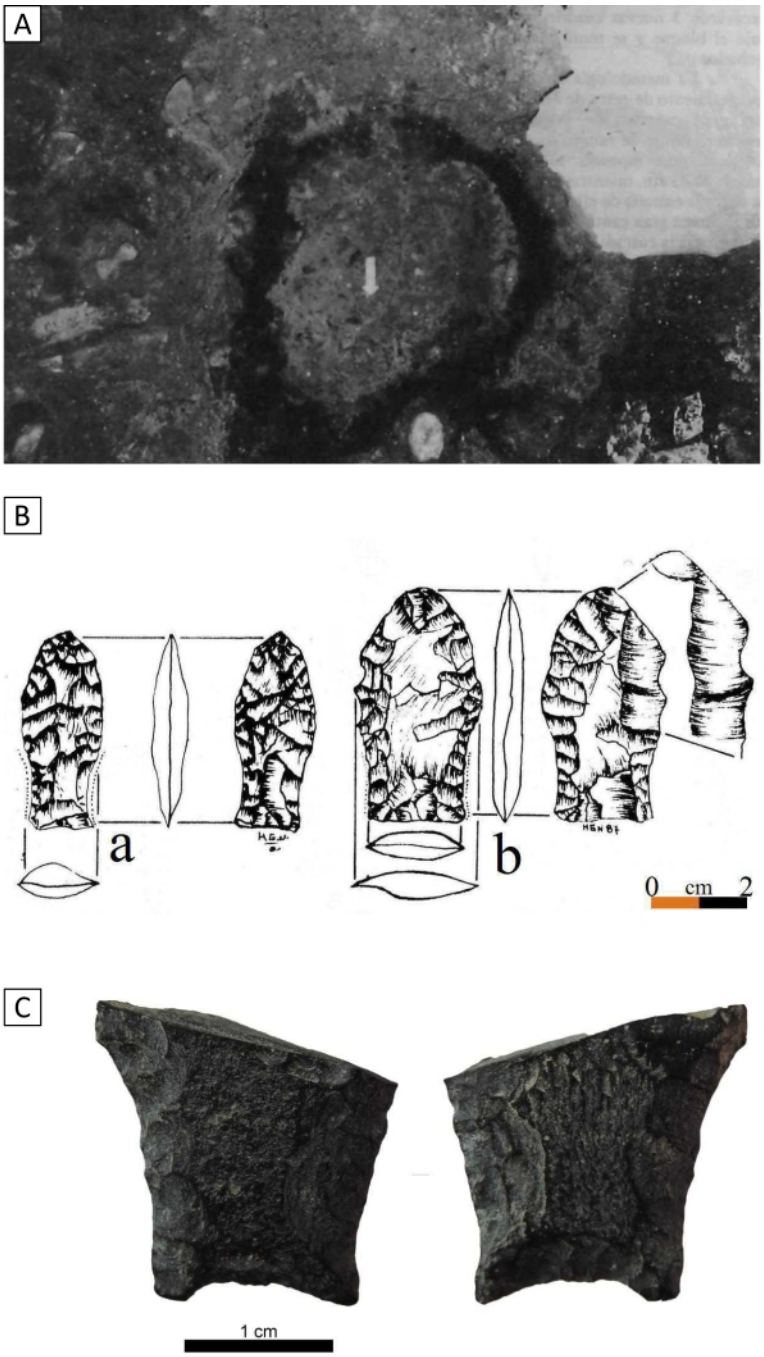


Figure 2.14. Le registre archéologique d’âge pléistocène de la Cueva Lago Sofía 1 et de la Cueva del Medio. A : foyer, Cueva Lago Sofía 1 (Prieto, 1991). B : pointes de projectile à queue de poisson, Cueva del Medio (Nami et Heusser, 2015). C : pointe de projectile à queue de poisson, Cueva del Medio (Martin et al., 2015).

4.3 La traversée de la Béringie

D'une largeur de 83 km, avec un seuil atteignant une profondeur de 53 m, le détroit de Béring est généralement considéré comme la voie migratoire la plus facilement empruntable par le peuplement initial de l'Amérique. La reconstitution des variations du niveau marin eustatique au cours de la dernière glaciation indique que l'Eurasie est reliée à l'Amérique par un pont terrestre, désigné sous le nom de Béringie, de façon discontinue, à partir de 70 ka, puis de façon continue, entre 30 et 11 ka (Hu et al., 2010 ; Rabassa et Ponce, 2013). Les similitudes observées entre les technologies utilisées de part et d'autre du détroit de Béring, caractérisées par la présence de lamelles, telles que les technologies du complexe de Dyuktai, en Yakoutie, d'un âge compris entre 18,0 et 12,6 ka cal. BP, d'Ushki, au Kamtchatka, d'un âge de 13,0 ka cal. BP, et de Denali, en Alaska, d'un âge de 12,5 ka cal. BP, attestent l'existence de contacts entre les populations asiatiques et américaines entre 13,0 et 12,5 ka cal. BP (Goebel et al., 2003 ; Gómez Coutouly, 2016 ; Waters, 2019).

Les grottes de Poisson-Bleu, dans le Yukon, ont livré des restes de chevaux et de caribous présentant des stries de boucherie, d'un âge maximal de 24 ka cal. BP. Ces dernières représentent à ce jour les plus anciennes preuves archéologiques de présence humaine en Béringie (Bourgeon et al., 2017).

4.4 La sortie de la Béringie

Lors du dernier maximum glaciaire, une partie de l'Amérique du Nord est recouverte par un inlandsis résultant de la coalescence de la calotte de la cordillère et de la calotte laurentidienne. L'inlandsis nord-américain représente un obstacle à l'expansion des populations béringiennes en Amérique par voie terrestre, jusqu'à ce que le retrait des fronts glaciaires au cours de la dernière terminaison glaciaire aboutisse à l'ouverture d'un corridor libre de glace.

L'analyse du génome extrait de restes de bisons nord-américains atteste la présence de bisons d'origine béringienne au sud de la calotte laurentidienne dès 13,0 ka cal. BP (Heintzman et al., 2016). La datation de dunes par luminescence stimulée par l'infrarouge (Wolfe et al., 2004) ainsi que de restes de campagnols par ^{14}C (Hebda et al., 2008) suggère qu'un corridor libre de glace sépare la calotte de la cordillère et la calotte laurentidienne dès 14,9 ka cal. BP (Potter et al., 2017). D'autre part, la datation des surfaces d'exposition de blocs erratiques par ^{10}Be cosmogénique produit in situ indique que le retrait de la calotte de la cordillère laisse la côte pacifique de l'Amérique du Nord libre de glace à partir d'environ 17 ka (Lesnek et al., 2018 ; Froese et al., 2019).

4.5 Le peuplement pré-clovisien de l'Amérique

Goebbel et al. (2008) et Waters (2019) ont précédemment recensé plusieurs sites archéologiques attestant une présence humaine en Amérique antérieure aux complexes archéologiques de Clovis et de Fell (Figure 2.15). Une côte de proboscidien du genre *Mammut* d'un âge de 13,8-13,9 ka cal. BP, perforée par une pointe en os, a été mise au jour à Manis, dans l'État de Washington (Waters et al., 2011). Paisley Cave, dans l'Oregon, a livré des coprolithes humains d'un âge estimé à 14,1 ka cal. BP (Gilbert et al., 2008). Des restes de mammouths d'un âge compris entre 14,8 et 14,2 ka cal. BP, présentant des stries de boucherie, ont été mis au jour à Hebior (Overstreet, 2005) ainsi qu'à Schaefer (Joyce, 2014), dans le Wisconsin. La doline de Page-Ladson, en Floride, a livré des artefacts lithiques associés à des restes de mégafaune d'un âge estimé à 14,6 ka cal. BP (Halligan et al., 2016). Des artefacts lithiques ont été mis au jour au sein d'alluvions, datés par luminescence stimulée optiquement, d'un âge compris entre 13,5 et 15,5 ka, à Gault (Williams et al., 2018), et entre 16,7 et 21,7 ka, à Friedkin (Waters et al., 2018), au Texas. Enfin, les alluvions de l'Estero Chinchihuapi, au Chili, ont livré des artefacts lithiques ainsi que des foyers contenant des restes d'algues d'un âge compris entre 14,0 et 14,7 ka cal. BP à Monte Verde II (Dillehay et Collins, 1988 ; Dillehay et al., 2008) ainsi qu'à Chinchihuapi I (Dillehay et al., 2019).

Ces âges demeurent postérieurs à la déglaciation de la côte pacifique de l'Amérique du Nord, vers 17 ka (Lesnek et al., 2018 ; Froese et al., 2019). Jusqu'à une date récente, plusieurs auteurs (Lesnek et al., 2018 ; Waters et al., 2018 ; Froese et al., 2019) ont donc favorisé l'hypothèse d'une sortie initiale de la Béringie par la côte pacifique lors de la dernière terminaison glaciaire (Figure 2.15).

4.6 Un peuplement américain antérieur au dernier maximum glaciaire ?

Depuis la seconde moitié du vingtième siècle, la littérature académique recense un nombre croissant de sites archéologiques antérieurs au dernier maximum glaciaire en Amérique. Les preuves univoques d'une présence humaine antérieure à 21 ka restent à ce jour ténues. Si les méthodes de datation employées sont rarement contestées, l'origine anthropique du matériel décrit fait l'objet d'âpres controverses (Pérez-Balarezo et Ramos, 2021 ; Gómez Coutouly, 2022).

L'abri-sous-roche de Pedra Furada, dans le nord-est du Brésil, a livré des galets d'origine autochtone présentant des faces de débitage, interprétés comme des galets aménagés, dont plusieurs galets chauffés, ainsi que des fragments de charbon (Guidon et Delibrias, 1986 ; Guidon et al., 1994 ; Boëda et al., 2021 ; Parenti, 2023) au sein de sédiments datés par luminescence stimulée

optiquement, d'un âge maximal de 41,2 ± 5,9 ka (Lahaye et al., 2015). Plusieurs auteurs contestent la nature anthropique du matériel d'âge pléistocène mis au jour à Pedra Furada. Les galets chauffés et les fragments de charbon ont été attribués à des incendies naturels (Borrero, 1995 ; Gómez Coutouly, 2022), tandis que les galets à faces de débitage ont été attribués à des singes capucins (Fiedel, 2017 ; Agnolin et Agnolin, 2022 ; Gómez Coutouly, 2022). De récents travaux conduits dans le nord-est du Brésil (Proffitt et al., 2016 ; Falótico et al., 2019) documentent en effet la production accidentelle de galets à face de débitage par les singes capucins au vingt-et-unième siècle et durant l'Holocène.

Figure 2.15. Carte indiquant l'emplacement des principaux sites antérieurs aux complexes archéologiques de Clovis et de Fell et postérieurs au dernier maximum glaciaire, ainsi que les possibles voies de dispersion empruntées par les populations humaines au cours de la dernière terminaison glaciaire (Waters et al., 2018).

Des galets aménagés d'origine allochtone, ainsi que des os brûlés ont été mis au jour au sein d'alluvions d'un âge maximal de 22,1-23,5 ka cal. BP à Monte Verde I (Dillehay et Collins, 1988 ; Dillehay et al., 2015), et de 20,2-20,5 ka cal. BP à Chinchihuapi I (Dillehay et al., 2019).

Les alluvions de l'Arroyo del Vizcaíno, en Uruguay, ont livré des restes de paresseux géant du genre *Lestodon*, dont une clavicule, d'un âge de 32,3-34,2 ka cal. BP, présentant des marques d'érosion interprétées comme des stries de boucherie (Fariña et Castilla, 2007 ; Fariña et al., 2014). Ces dernières ont été attribuées par d'autres auteurs à l'abrasion résultant du transport fluvial (Holcomb et al., 2022).

Des restes de *Mammut*, d'un âge d'enfouissement estimé par la méthode du ^{230}Th/U à 130,7 ± 9,4 ka, dont un fémur présentant des fractures hélicoïdales attribuées à la fracturation intentionnelle de l'os frais, ont été mis au jour dans les alluvions de Sweetwater River, en Californie (Holen et al., 2017). Ces fractures ont été attribuées par Haynes (2017a) aux travaux de terrassement ayant précédé les fouilles et à la compaction subséquente des sédiments, d'après l'observation de processus analogues affectant des restes de mammouth mis au jour dans le Maryland (Haynes, 2017b).

La grotte de Chiquihuite, au Mexique, a livré plusieurs fragments de mudstone d'origine autochtone interprétés comme des artefacts, au sein de sédiments d'un âge maximal de 31,4-33,2 ka cal. BP (Ardelean et al., 2021). Cette interprétation est contestée par Chatters et al. (2021), en l'absence de preuve univoque de l'origine anthropique du matériel lithique.

Cinquante-cinq empreintes de pied humain ont été mises au jour dans le bassin de Tularosa, au Nouveau-Mexique, au sein de dépôts lacustres d'un âge compris entre 20,5-21,6 et 22,8-23,6 ka cal. BP. Cinq empreintes ont également été mise au jour au sein de dépôts lacustres d'un âge antérieur (Bennett et al., 2021).

Enfin, l'abri-sous-roche de Santa Elina, dans le centre-ouest du Brésil, a récemment livré des restes de paresseux géants du genre *Glossotherium* au sein de sédiments d'un âge compris entre 28,7 et 25,2 ka cal. BP (Pansani et al., 2023), dont trois ostéodermes présentant des perforations auxquelles Pansani et al. (2023) attribuent une origine anthropique.

L'hypothèse d'un peuplement américain antérieur au dernier maximum glaciaire questionne la chronologie de la sortie de la Béringie. Des restes de végétaux, enfouis à la base de dépôts fluvioglaciaires, indiquent un âge maximal de fermeture du corridor libre de glace, séparant la calotte de la cordillère et la calotte laurentidienne, de 33,9-34,9 ka cal. BP (Hickin et al., 2016). Cet

âge est postérieur à l'émersion du détroit de Béring (Hu et al., 2010). L'état actuel du registre archéologique s'accommode donc de l'hypothèse d'une sortie initiale de la Béringie par voie terrestre, au cours du stade isotopique marin 3 (Rabassa et Ponce, 2013).

5 L'extinction de la mégafaune au Pléistocène

5.1 L'extinction globale de la mégafaune

La mégafaune désigne la faune d'une masse corporelle supérieure à 44 kg. Le Pléistocène est marqué par l'extinction de près de la moitié des genres de mégamammifères, à l'échelle globale (Barnosky et al., 2004 ; Koch et Barnosky, 2006). L'amplitude et la chronologie de l'extinction diffère d'un continent à l'autre (Figure 2.16).

L'Afrique représente le continent le moins affecté, avec l'extinction de dix genres de mégamammifères sur quarante-huit (21 %), tandis que l'Australie représente le continent le plus affecté, avec l'extinction de quatorze genres de mégamammifères sur seize (88 %), six genres de reptiles et un genre d'oiseau. En Australie ainsi qu'en Nouvelle-Guinée, la majeure partie des espèces de mégamammifères s'éteignent au cours du Pléistocène moyen, plusieurs dizaines de millénaires avant l'arrivée d'*Homo sapiens* (Wroe et al., 2013), tandis qu'en Amérique, la plupart des genres de mégamammifères s'éteignent au cours de la dernière terminaison glaciaire (Barnosky et al., 2004 ; Koch et Barnosky, 2006 ; Faith et Surovell, 2009).

Dès le dix-neuvième siècle, le naturaliste anglais Alfred Wallace s'interroge sur les causes de cet « appauvrissement zoologique » (Wallace, 1876). Cette question reste à ce jour vivement débattue (Borrero, 2009 ; Meltzer, 2020). Les principaux facteurs d'extinction mentionnés dans la littérature académique sont, d'une part, la fragmentation de l'habitat résultant des changements drastiques de la végétation qui accompagnent les soubresauts climatiques de la dernière terminaison glaciaire, et, d'autre part, la surexploitation des populations de mégamammifères par les populations de chasseurs-cueilleurs (Barnosky et al., 2004 ; Lyons et al., 2004 ; Koch et Barnosky, 2006 ; Cione et al., 2009 ; Monjeau et al., 2017). En Amérique, la chronologie des extinctions, ainsi que l'analyse minutieuse du registre archéologique, suggèrent que ces deux facteurs ont contribué de manière synergique au déclin des populations de mégamammifères (Villavicencio et al., 2016).

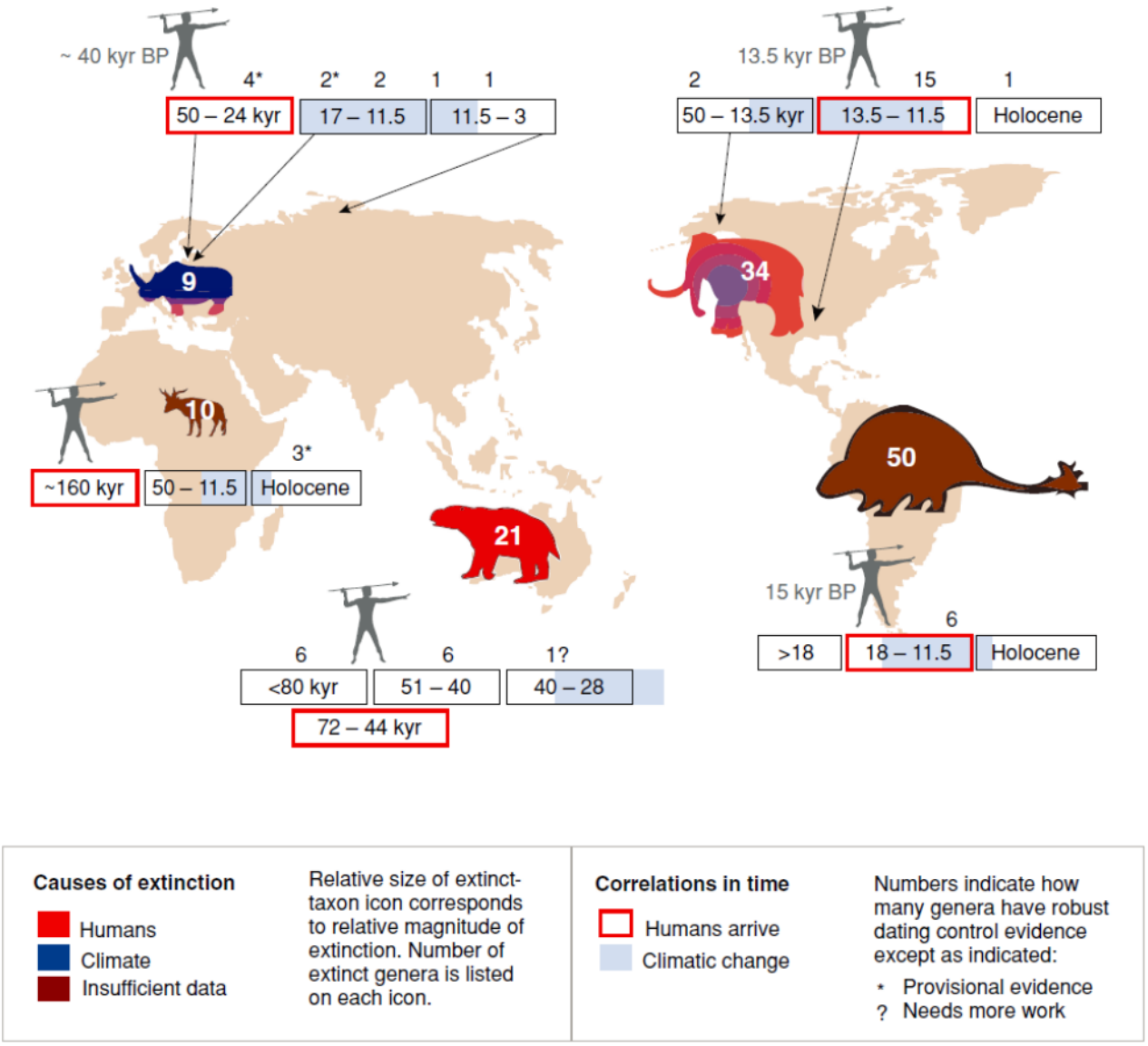


Figure 2.16. Carte indiquant l'amplitude et la chronologie de l'extinction de la mégafaune du Pléistocène (Koch et Barnosky, 2006).

5.2 L'extinction de la mégafaune en Amérique du Nord

En Amérique du Nord, seize genres de mégamammifères sur trente-cinq (46 %) s'éteignent entre 11,4 et 13,8 ka cal. BP (Faith et Surovell, 2009). Cet intervalle de temps coïncide avec l'épisode de refroidissement du Dryas récent, ainsi qu'avec l'essor de la technologie clovisienne.

Des preuves archéologiques telles que des stries de boucherie documentent l'exploitation par l'Homme de six genres de mégamammifères éteints, dont les proboscidiens *Mammuthus*, *Cuvieronius* et *Mammut*, le cheval *Equus*, le chameau *Camelops* et le paresseux géant *Megalonyx* (Cotter, 1937 ; Overstreet, 2005 ; Surovell et Waguespack, 2008 ; Redmond et al., 2012 ; Joyce,

2014 ; Waters et al., 2015). Huit sites archéologiques ont livré des restes de *Mammuthus* et *Cuvieronius* associés à des pointes de projectiles clovisiennes (Waters et al., 2015). En outre, une côte de *Mammut* d'un âge 13,8-13,9 ka cal. BP, perforée par une pointe en os, a été mise au jour à Manis, dans l'État de Washington (Waters et al., 2011).

5.3 L'extinction de la mégafaune en Amérique du Sud

En Amérique du Sud, cinquante genres de mégamammifères sur soixante (83 %) s'éteignent au cours du Pléistocène (Barnosky et al., 2004 ; Koch et Barnosky, 2006). Dans la province de la Pampa, en Argentine, la majeure partie des espèces disparaissent du registre fossile entre 7 et 14 ka cal. BP (Prado et al., 2015). La diminution du nombre de spécimens de mégamammifères datés par ^{14}C en Amérique du Sud, entre 12,2 et 13,5 ka cal. BP, coïncide avec l'essor des pointes de projectiles à queue de poisson (Prates et Perez, 2021).

Des preuves archéologiques documentent l'exploitation de la mégafaune éteinte par l'Homme. Des restes de paresseux géant du genre *Megatherium*, d'un âge de 12,5-12,7 ka cal. BP, présentant des stries de boucherie et associés à des artefacts lithiques dont une pointe de projectile et plusieurs racloirs, ont été mis au jour à Campo Laborde, en Argentine (Politis et al., 2019). La grotte de Lapa do Caetanoampo, dans le sud-est du Brésil, a livré un crâne de proboscidien du genre *Notiomastodon* perforé par une pointe en os (Mothé et al., 2020). Des restes de proboscidiens du genre *Stegomastodon* d'un âge estimé à 11,3-11,6 ka cal. BP, présentant des stries de boucherie et associés à des pointes de projectiles, ont été mis au jour à Tagua-Tagua, au Chili. Les crânes de proboscidiens de la grotte de Lapa do Caetanoampo et de Tagua-Tagua ont été fracturés intentionnellement afin d'en extraire la cervelle (Nuñez et al., 1994 ; Mothé et al., 2020).

Au Cerro Benítez (Figure 2.17), la mégafaune est représentée par le paresseux géant *Mylodon*, le cheval *Hippidion*, le litopterne *Macrauchenia*, les camélidés *Lama* et *Vicugna*, le félin à dents de sabre *Smilodon*, la panthère de Patagonie *Panthera onca mesembrina*, ainsi que l'ours *Arctotherium* (Martin, 2013). Ces taxons s'éteignent entre 10 et 13 ka cal. BP (Figure 2.18), à l'exception de la vigogne (*Vicugna vicugna*), qui disparaît du registre fossile d'Última Esperanza vers 15 ka cal. BP, ainsi que du guanaco (*Lama guanacoe*), actuellement présent en Última Esperanza. Ce court intervalle de temps coïncide avec le déclin de la steppe froide herbacée au profit de la forêt de *Nothofagus*, à la fin de l'Antarctic Cold Reversal, ainsi qu'avec l'occupation de la Cueva Lago Sofía 1 et de la Cueva del Medio par l'Homme (Villavicencio et al., 2016).

La Cueva del Medio a livré une mandibule d'*Hippidion* présentant des stries de boucherie (Figure 2.19). L'analyse des restes de *Mylodon* ne permet pas de conclure à l'exploitation de ce taxon par l'Homme au Cerro Benítez (Borrero et Martin, 2012a ; Martin, 2013). Une ulna ainsi qu'un os coxal de *Mylodon* juvénile présentant des stries de boucherie (Figure 2.19) ont en revanche été mis au jour dans la Cueva Fell, dans le champ de lave de Pali Aike (Martin, 2022).

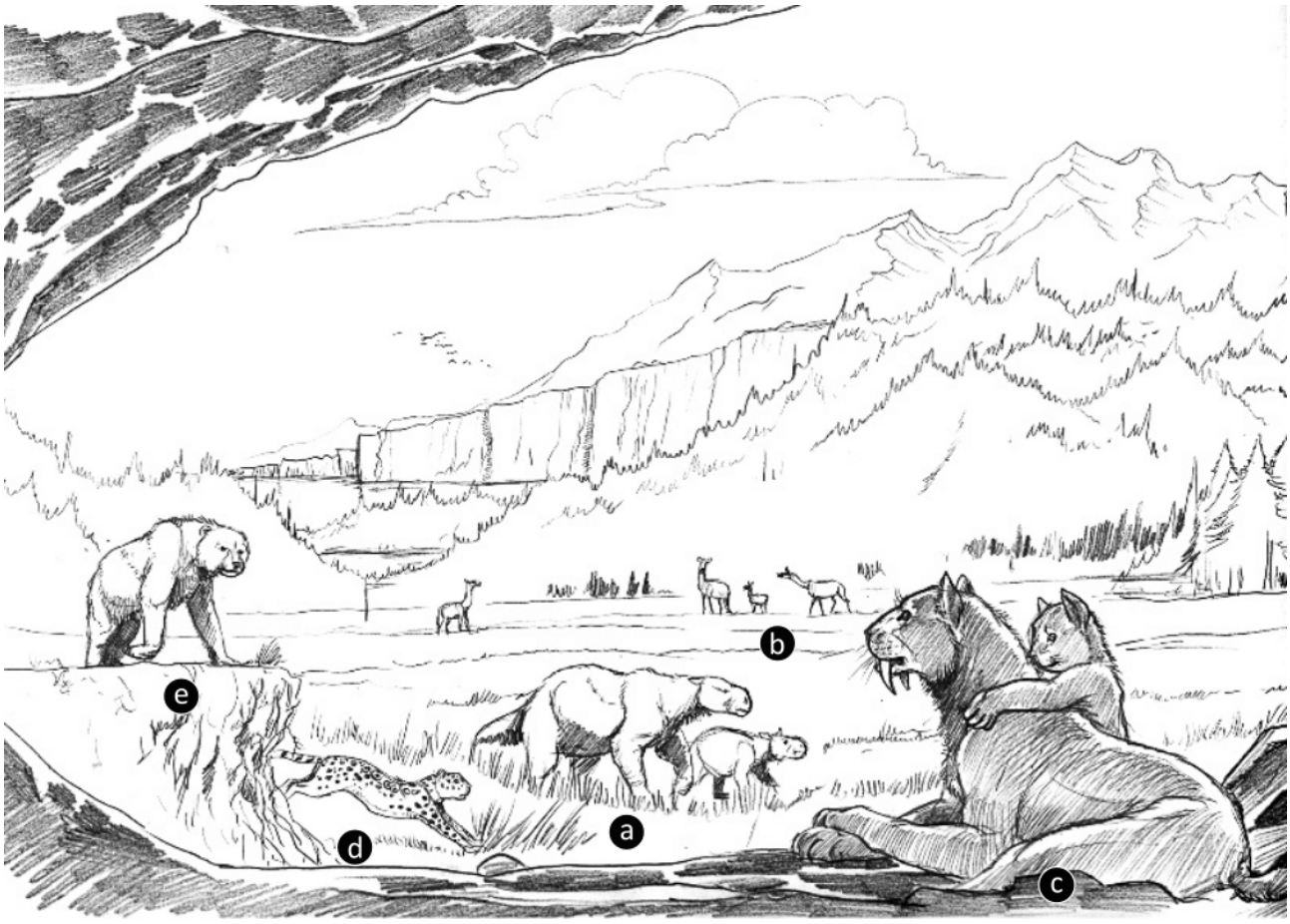


Figure 2.17. Reconstitution de la mégafaune de l'Última Esperanza durant la dernière terminaison glaciaire (Tonni et Carlini, 2008). a : *Mylodon* ; b : *Lama* ; c : *Smilodon* ; d : *Panthera* ; e : *Arctotherium*.

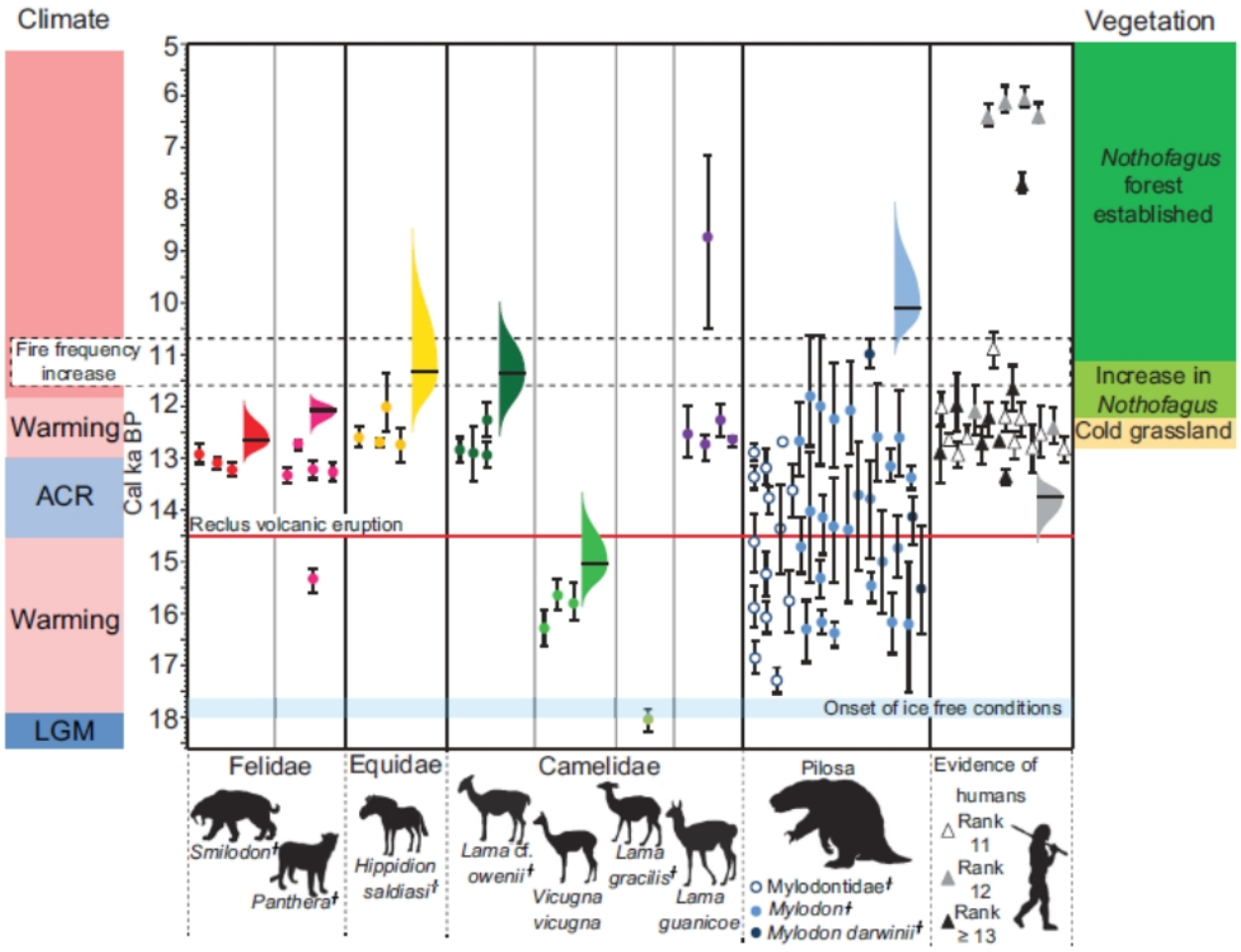


Figure 2.18. Chronologie de l'extinction de la mégafaune, de la présence humaine et des changements de végétation en Última Esperanza au cours de la dernière terminaison glaciaire (Villavicencio et al., 2016).

6 Conclusion

Le patrimoine archéologique et paléontologique des cavités du Cerro Benítez place ces dernières au cœur des enjeux scientifiques de la dernière terminaison glaciaire en Patagonie que représentent l'arrivée des premières populations humaines en Patagonie et l'extinction concomitante de la majeure partie de la mégafaune. La littérature académique existante nous apprend que la question de l'accessibilité du Cerro Benítez et de la genèse des cavités interroge la dynamique de la calotte de glace patagonne en Última Esperanza lors de la dernière glaciation. Au terme d'une revue des travaux antérieurs, le chapitre suivant nous conduira donc à établir une chronologie des avancées glaciaires et de la régression lacustre dans le fjord d'Última Esperanza fondée sur la caractérisation des environnements sédimentaires de la déglaciation ainsi que sur la datation des surfaces d'exposition des blocs erratiques par ^{10}Be cosmogénique produit in situ.

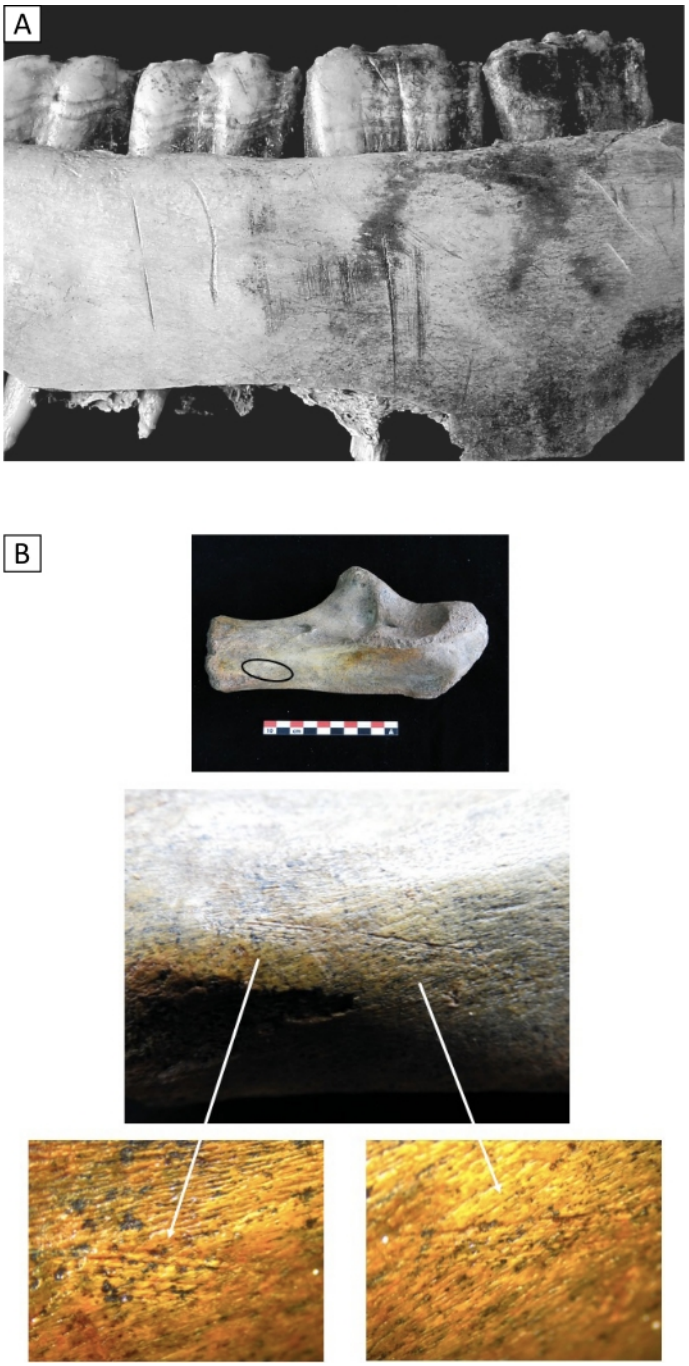


Figure 2.19. Preuves archéologiques d'exploitation de la mégafaune par l'Homme en Patagonie. A : mandibule d'*Hippidion* présentant des stries de boucherie, Cueva del Medio (Borrero, 2009). B : ulna de *Mylodon* juvénile présentant des stries de boucherie, Cueva Fell (Martin, 2022).

Chapitre 3

Chronologie de la déglaciation et de la régression lacustre au Cerro Benítez par ^{10}Be cosmogénique produit in situ : article publié dans la revue *Quaternary Science Reviews*

Avis au lecteur

Ce chapitre est composé d'un article publié en 2022 dans la revue *Quaternary Science Reviews*. Ce dernier représente le fruit de travaux conduits par l'auteur visant à établir une chronologie de la déglaciation et de la régression lacustre au Cerro Benítez, fondée sur la cartographie des modelés glaciaires du fjord d'Última Esperanza, la datation des surfaces d'exposition de blocs erratiques par ^{10}Be cosmogénique produit in situ et la modélisation chronologique par les statistiques bayésiennes. Ces travaux ont bénéficié de la participation d'Attila Çiner, Mehmet Akif Sarıkaya et Cengiz Yıldırım (université technique d'Istanbul), qui ont supervisé l'échantillonnage des blocs erratiques et se sont chargés de la préparation des échantillons, d'Amélie Quiquerez (université de Bourgogne), qui s'est chargée de la réalisation du MNS du Cerro Benítez, et de Philippe Grandjean (université de Lyon 1), qui a piloté les drones utilisés pour photographier les versants du Cerro Benítez.

Ces travaux ont en outre alimenté un second article consacré à la chronologie des avancées glaciaires en Última Esperanza publié dans la revue *Geomorphology*, que le lecteur trouvera en Annexe 1.

Quaternary Science Reviews 278 (2022) 107354

Contents lists available at ScienceDirect

Quaternary Science Reviews

journal homepage: www.elsevier.com/locate/quascirev

^{10}Be chronology of deglaciation and ice-dammed lake regression in the vicinity of the Mylodon Cave (Cerro Benítez, Patagonia, Chile)

Igor Girault [a, *], Dominique Todisco [a], Attila Çiner [b], Mehmet Akif Sarıkaya [b], Cengiz Yıldırım [b], Amélie Quiquerez [c], Fabiana Martin [e], Luis Borrero [f], Derek Fabel [d], Philippe Grandjean [g], Carole Nehme [a], Damase Mouralis [a]

[a] Département de Géographie, Université de Rouen, CNRS: UMR, 6266, France
[b] Eurasia Institute of Earth Sciences, İstanbul Technical University, Turkey
[c] Archéologie, Terre, Histoire, Sociétés (ArTeHis), Université de Bourgogne, CNRS: UMR, 6298, France
[d] Scottish Universities Environmental Research Centre, East Kilbride, Glasgow, United Kingdom
[e] Centro de Estudios Del Hombre Austral, Instituto de la Patagonia, Universidad Magallanes, Chile
[f] Instituto Multidisciplinario de Historia y Ciencias Humanas, CONICET, Universidad de Buenos Aires, Argentina
[g] Laboratoire de Géologie de Lyon, Université de Lyon 1, CNRS: UMR, 5276, France

ARTICLE INFO

Article history:
Received 18 August 2021
Received in revised form
6 December 2021
Accepted 20 December 2021
Available online xxx

Handling Editor: C. O'Cofaigh

Keywords:
Pleistocene
Glaciation
South America
Cosmogenic isotopes
Geomorphology
Glacial
Chronological modelling
Mylodon Cave

ABSTRACT

Located 51.5°S in the vicinity of the Southern Patagonian Ice Field, Cerro Benítez and the glacial valley of Lago Sofía host several caves and rock shelters that were occupied by megafauna and humans during the Late Pleistocene, including the Mylodon Cave and two of the oldest archaeological sites in Patagonia. During the last glaciation, Cerro Benítez was alternately covered by the Patagonian Ice Sheet and surrounded by an ice-dammed lake which restricted the access to the caves and rock shelters located under its uppermost level, 155 m a.s.l. This study aims to provide a detailed chronology of the deglaciation and lake regression in Cerro Benítez. The glacial fluctuations and the variations of lake level were reconstructed from multi-scale, remote-sensing data and field geomorphological mapping. In addition, we calculated the surface exposure age of 11 erratic blocks located above and on the lacustrine erosional platform using terrestrial cosmogenic ^{10}Be in order to date ice downwasting and lake regression, respectively. Dates of ice downwasting and lake regression events were modelled from prior surface exposure ages using Bayesian statistics. The results suggest that the Patagonian Ice Sheet locally thinned by at least 300 m during MIS 3 in the aftermath of a major glacial advance. Following deglaciation, the ice-dammed lake experienced a slow local regression (*ca.* 2.5 mm. a^{-1}) until 16.9 ka B2k, interpreted as the result of lake basin tilting due to differential post-glacial isostatic rebound. This initial phase of lake regression was followed by a faster regression caused by the reversal of the lake drainage between 16.9 and 15.4 ka B2k. We assess the chronological model by comparison with uplift and lakeshore erosion rates from the literature and eventually discuss the implications for megafaunal colonisation of the area.
© 2022 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

The Patagonian Andes currently host the three largest ice fields of the Southern Hemisphere excluding Antarctica: the Northern Patagonian Ice Field (46.5–47.5°S), the Southern Patagonian Ice Field (48.5–51.0°S) and the Cordillera Darwin Ice Field (54.5–55.0°S), spanning a total of more than 19,000 km^2 (Davies and Glasser, 2012). Since the nineteenth century, the description and mapping of glacial landforms and deposits have indicated that Patagonian glaciers were more extended in the past and repeatedly formed a continuous, elongate ice sheet between 37.0 and 56.0°S during the Quaternary period: the Patagonian Ice Sheet (Nordenskjöld, 1899; Caldenius, 1932, Fig. 1). During the last glaciation, the Patagonian Ice Sheet reached a maximal extent of near 500,000 km^2 (Davies et al., 2020) and supplied 52 eastward-flowing, outlet ice lobes (Glasser et al., 2008). Following the global Last Glacial Maximum (LGM), *ca.* 19.0–26.5 ka BP (Clark et al., 2009), the Patagonian Ice Sheet underwent significant

* Corresponding author.
E-mail address: igor.girault@neuf.fr (I. Girault).

https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.107354
0277-3791/© 2022 Elsevier Ltd. All rights reserved.

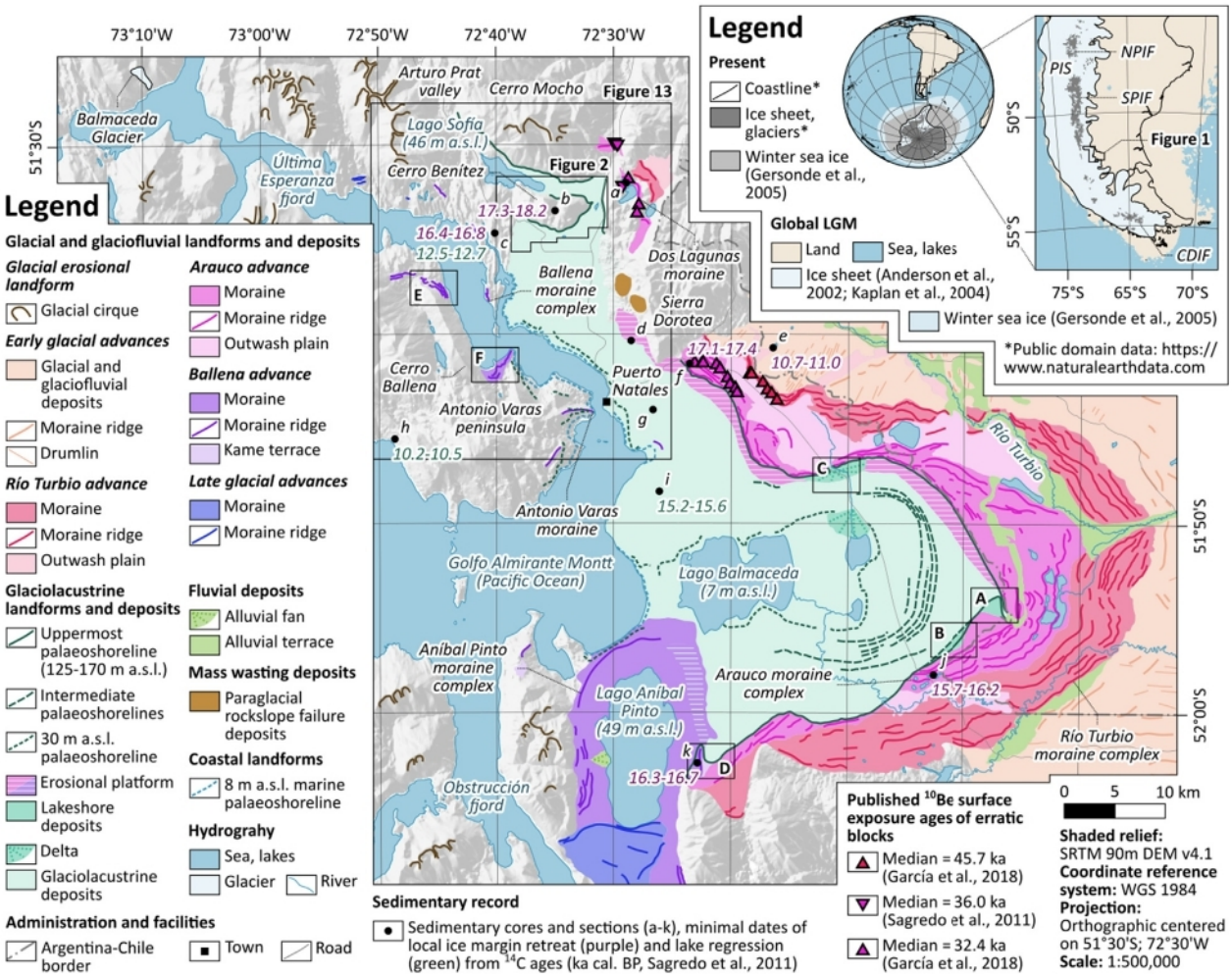


Fig. 1. Geomorphological map of the Última Esperanza fjord at the scale of 1:500,000. PIS: Patagonian Ice Sheet. NPIF: Northern Patagonian Ice Field. SPIF: Southern Patagonian Ice Field. CDIF: Cordillera Darwin Ice Field. a: Lago Dorotea core; b: Vega Benítez core; c: Eberhard core; d: Dorotea Pits section; e: Pantano Laurita core; f: Dorotea Crossroad section; g: Dumestre section; h: Antonio Varas section; i: Pantano Dumestre core; j: Lago Arauco core; k: Lago Pintito core. A–F: areas mapped at the scale of 1:50,000 in Fig. 3. Winter sea ice extent: Gersonde et al. (2005); ice sheet reconstructions: Anderson et al. (2002), Kaplan et al. (2004).

deglaciation and its extent eventually decreased by 66.1% between 20.0 and 15.0 ka (Davies et al., 2020).

Located 51.5°S, in the Chilean province of Última Esperanza, Cerro Benítez (554 m a.s.l.) is a summit of the Patagonian fold and thrust belt bordered by the glacial valley of Lago Sofía, to the north, and the Última Esperanza fjord, to the south (Fig. 1). Cerro Benítez and the Lago Sofía valley host several caves and rock shelters. Among them, the Mylodon Cave aroused a considerable palaeontological interest following the incidental discovery of extinct ground sloth *Mylodon* material in 1895 (Hauthal, 1899; Emperaire and Laming, 1954; Martinic, 1996; Borrero and Martin, 2012). Since then, Late Pleistocene megafaunal assemblages were collected in thirteen caves and rock shelters in Cerro Benítez and the Lago Sofía valley (Table 1; Fig. 2). In addition with Late Pleistocene megafaunal material, two caves (Cueva Lago Sofía 1 and Cueva del Medio) yielded some of the earliest evidences of human presence in Patagonia, dated from 13.6 to 13.3 ka cal. BP (Nami, 1985-1986; Prieto, 1991; Nami and Nakamura, 1995; Martin et al., 2015). The rich palaeontological and archaeological heritage of Cerro Benítez led to the creation of the Mylodon Cave Natural Monument, a protected area administered by the Corporación Nacional Forestal (CONAF) since 1993.

Previous works indicated that an eastward-flowing ice lobe and an ice-dammed lake alternately occupied the Última Esperanza fjord and the Lago Sofía valley during the last glaciation (Moreno, 1899; Caldenius, 1932; Feruglio, 1950; Sagredo et al., 2011; Stern et al., 2011; García et al., 2018). Hence, Cerro Benítez remained inaccessible to megafauna and humans until the ice margin retreated and caves and rock shelters emerged from the lake. The existing chronology of the deglaciation and lake regression relies on ^{14}C ages, which provides minimal dates of ice margin retreat and lake regression only. The actual chronology of the deglaciation and the subsequent regression of the ice-dammed lake therefore remains a matter of speculation, in the absence of an extensive geomorphological study of Cerro Benítez (Stern et al., 2011; Martin and Borrero, 2017; Todisco et al., 2018). This study aims to establish a detailed chronology of the deglaciation of Cerro Benítez and the ice-dammed lake regression based on multi-scale geomorphological mapping and chronological modelling constrained by surface exposure dating using terrestrial cosmogenic nuclides, in order to identify the processes of lake regression and better constrain the palaeogeography of Cerro Benítez at the time of megafaunal colonisation.

Table 1
Existing ^{14}C chronology of the Última Esperanza ice lobe retreat and regression of Lago Consuelo, based on the sedimentary and palaeontological records. ^{14}C ages were calibrated with the online ^{14}C age calculator Oxcal v4.4 using on the SHCal20 calibration curve (Hogg et al., 2020). Although Alero Ovejas Muertas yielded Pleistocene megafaunal material, it has not been dated with ^{14}C yet (Martin et al., submitted for publication).

Location	Event	Minimal date		Evidence	Elevation (m a.s.l.)	Reference
		^{14}C age	Cal. BP 2σ probability interval			
Pantano Laurita core	Ice margin retreat	9570 ± 40	10,684–11,096	Earliest dated lacustrine sediments	241	Sagredo et al. (2011)
Lago Arauco core		13,330 ± 70	15,750–16,219	Earliest dated lacustrine sediments	180	Sagredo et al. (2011)
Lago Pintito core		13,670 ± 50	16,286–16,661	Earliest dated lacustrine sediments	172	Sagredo et al. (2011)
Eberhard core		13,745 ± 50	16,369–16,837	Earliest dated lacustrine sediments	68	Sagredo et al. (2011)
Lago Dorotea core		14,170 ± 45	17,056–17,356	Earliest dated lacustrine sediments	260	Sagredo et al. (2011)
Vega Benítez core		14,520 ± 140	17,327–18,157	Earliest dated lacustrine sediments	215	Sagredo et al. (2011)
Pantano Antonio Varas section	Lake regression	9210 ± 40	10,239–10,492	Earliest dated peat	25	Sagredo et al. (2011)
Eberhard core		10,695 ± 40	12,518–12,735	Earliest dated peat	68	Sagredo et al. (2011)
Cueva Lago Sofía 1		12,250 ± 110	13,802–14,830	Earliest dated megafaunal material	155	Steele and Politis (2009)
Alero Norte		12,570 ± 50	14,442–15,123	Earliest dated megafaunal material	155	Todisco et al. (2018)
Dos Herraduras		12,825 ± 110	14,954–15,629	Earliest dated megafaunal material	148	Martinic (1996)
Alero Los Bloques		12,870 ± 50	15,152–15,548	Earliest dated megafaunal material	148	Todisco et al. (2018)
Pantano Dumestre core		12,910 ± 25	15,249–15,555	Earliest dated peat	77	Sagredo et al. (2011)
Cueva de la Ventana		13,270 ± 140	15,489–16,332	Earliest dated megafaunal material	155	Todisco et al. (2018)
Cueva Lago Sofía 4		13,545 ± 100	15,974–16,621	Earliest dated megafaunal material	155	Labarca and Prieto (2009)
Cueva del Medio		13,790 ± 60	16,429–16,941	Earliest dated megafaunal material	155	Martin et al. (2015)
Cueva Ciro		13,840 ± 150	16,254–17,230	Earliest dated megafaunal material	155	Todisco et al. (2018)
Cueva Escondida		13,890 ± 60	16,599–17,028	Earliest dated megafaunal material	155	Martin and Borrero (2017)
Mylodon Cave		13,980 ± 50	16,717–17,092	Earliest dated megafaunal material	155	Todisco et al. (2018)
Cueva Nordenskjöld		13,990 ± 150	16,501–17,370	Earliest dated megafaunal material	170	Martin and Borrero (2017)
Cueva Chica		14,870 ± 70	17,942–18,270	Earliest dated megafaunal material	165	Martin et al. (2013)
Cueva del Medio	Human occupation	11,120 ± 130	13,233–12,754	Earliest dated megafaunal material associated with archaeological material	155	Nami and Nakamura (1995)
Cueva del Medio		11,040 ± 250	13,461–12,481			
Cueva Lago Sofía 1		11,570 ± 60	13,576–13,301	Earliest dated hearth charcoal	155	Prieto (1991)

2. Geomorphological setting

2.1. Lithology and structure of the bedrock

Cerro Benítez is located on the outcrop belt of the Lago Sofía conglomerate, a 390–440 m thick series of bathyal turbidites and gravity flow deposits belonging to the Late Cretaceous, Cerro Toro Formation. The Lago Sofía conglomerate was deposited along the axial foredeep of the Magallanes foreland basin. The conglomerate is made up of well-rounded, magmatic gravels and blocks up to 42 cm long and occurs as units up to 80 m thick, interbedded with sandstone and mudstone units 10–100 m thick (Hubbard et al., 2008; Romans et al., 2011).

During the Oligocene-Miocene, the Cerro Toro Formation folded along a north-south anticline axis in response to the eastward Castillo thrust (Fosdick et al., 2011). The anticline hinge passes near the top of Cerro Benítez, dips southward between Cueva del Medio and Cueva Chica and terminates in Cerro Torta, 1 km south of Cerro Benítez (Fig. 2).

The Cerro Toro Formation is overlain by the Late Cretaceous Tres Pasos Formation, composed of interbedded sandstone and mudstone units. The Tres Pasos Formation outcrops 500 m east of Cerro Benítez as a north-south homoclinal scarp culminating 230 m a.s.l. (Fig. 2), resulting from eastward tilting during the Miocene in response to the Toro thrust (Fosdick et al., 2011; Romans et al., 2011).

2.2. Moraine complexes

The Última Esperanza ice lobe was an eastward-flowing, outlet glacier formed by the coalescence of several tributary glaciers at the eastern margin of the Patagonian Ice Sheet, during the last glaciation (Sagredo et al., 2011). Successive advances of the Última Esperanza ice lobe deposited two concentric, horseshoe-shaped moraine complexes, composed of multiple recessional moraine ridges, and separated by an outwash plain (Fig. 1). The outer moraine complex, named "Río Turbio moraine complex" by Sagredo et al. (2011), forms a 100 km long latero-frontal arc dissected by the Río Turbio valley. The inner moraine complex forms an 80 km long latero-frontal arc dividing the Atlantic and Pacific drainage basins, previously identified as "Balmaceda moraines" by Caldenius (1932) and named "Arauco moraine complex" by Sagredo et al. (2011). The Arauco moraine complex extends northward as the Dos Lagunas moraine, culminating 300 m a.s.l. on the western side of Sierra Dorotea, 5 km east of Cerro Benítez (Sagredo et al., 2011; García et al., 2014).

Caldenius (1932) initially ascribed the Río Turbio and Arauco moraine complexes to the penultimate glaciation, or "Gotiglacial". However, recent works using absolute dating methods evidenced that both moraine complexes were formed during the last glaciation. Sagredo et al. (2011) obtained for the first time three terrestrial cosmogenic ^{10}Be surface exposure ages of erratic blocks from the Dos Lagunas moraine which ranged from 34.7 ± 1.9 to 37.8 ± 4.2 ka. More recently, García et al. (2018) dated the Río Turbio advance *ca.* 45.7 ka and the Arauco advance *ca.* 32.4 ka, based on the median terrestrial cosmogenic ^{10}Be surface exposure age of 8 and 12 erratic blocks, respectively (Table 2; Fig. 1).

Following the Arauco advance, the tributary glaciers of the Última Esperanza separated and experienced several more restricted readvances. The northward-flowing tributary occupying the Obstrucción fjord deposited a 40 km long, latero-frontal moraine arc around Lago Aníbal Pinto, flattened at the top by lacustrine erosion between 125 and 170 m a.s.l., named "Aníbal Pinto moraine complex" by Sagredo et al. (2011). In addition, an eastward-flowing tributary readvanced to the present-day location of Puerto Natales and deposited the Antonio Varas moraine, forming a discontinuous latero-frontal arc extending on both sides of the fjord and

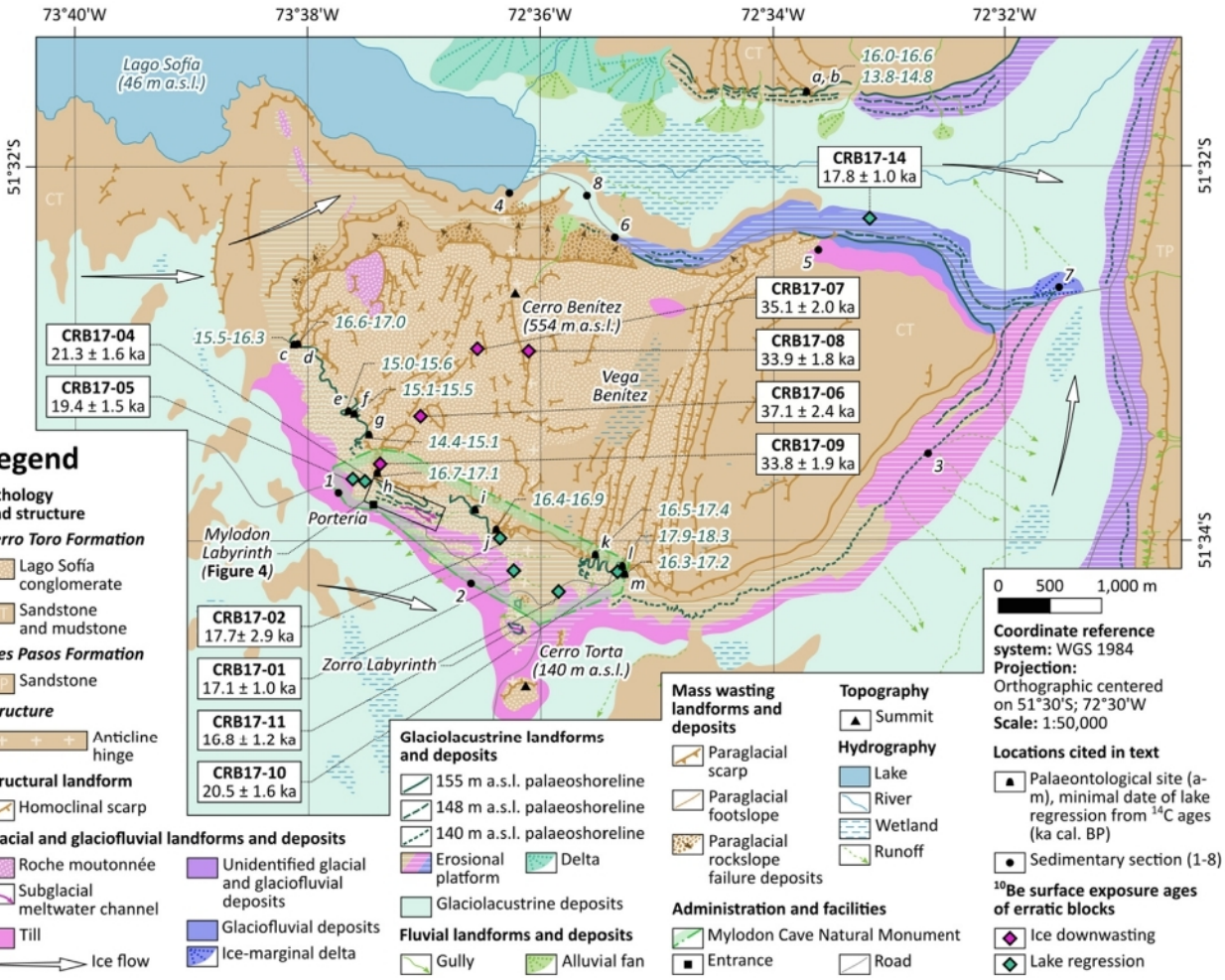


Fig. 2. Geomorphological map of Cerro Benítez at the scale of 1:50,000. a: Cueva Lago Sofía 1; b: Cueva Lago Sofía 4; c: Cueva de la Ventana; d: Cueva Escondida; e: Alero Dos Herraduras; f: Alero Los Bloques; g: Alero Norte; h: Cueva del Milodón; i: Alero Las Ovejas Muertas; j: Cueva del Medio; k: Cueva Nordenskjöld; l: Cueva Chica; m: Cueva Ciro. 1: Portería section; 2: Silla del Diablo section; 3: Caranchos pit; 4: Lago Sofía section; 5: Loicas section; 6: Margoni pit; 7: Hongos section. 8: Condores section.

culminating 60 m a.s.l. (Fig. 1). In the absence of absolute dating, the age of these moraines remains speculative (Sagredo et al., 2011).

2.3. Erosional platforms

Four sedimentary sections previously described by Sagredo et al. (2011), exhibiting glaciolacustrine and subaquaeous fan deposits truncated and overlain by till (Dorotea Crossroad, Dorotea Pits, Dumestre, and Puerto Natales; Fig. 1) indicate that the Arauco advance and the subsequent retreat of the ice margin occurred in a glaciolacustrine environment. As the Última Esperanza ice lobe retreated, an ice-dammed lake named "Lago Consuelo" filled the depression delimited by the Arauco moraine complex, to the east, and the Dos Lagunas moraine, to the north (Moreno, 1899; Caldenius, 1932; Sagredo et al., 2011; Stern et al., 2011). The lake level variations can be reconstructed from an extensive assemblage of glaciolacustrine landforms and deposits, or glaciolacustrine landsystem (Teller, 2003; Davies et al., 2020), comprising raised deltas, beaches, palaeoshorelines and two main erosional platforms mostly referred to as "terraces" in the existing literature (Fig. 1; Table 3).

The upper erosional platform is carved in bedrock as well as glacial and glaciofluvial deposits between 120 and 170 m a.s.l., truncating the inner side of the Arauco moraine complex and the frontal arc of the Aníbal Pinto moraine complex and surrounding Cerro Benítez and the Lago Sofía valley (Caldenius, 1932; Feruglio, 1950; Sagredo et al., 2011; Stern et al., 2011, Fig. 1). The uppermost lake level is marked by a 135 m a.s.l. channel incised through the Arauco moraine complex, that drained the lake to the Atlantic Ocean. The uppermost palaeoshoreline rises westward from 125 to 170 m a.s.l. as a result of differential post-glacial isostatic rebound, in agreement with the predicted ice thickness gradient (Stern et al., 2011, Fig. 1). Lago Consuelo expanded northward as deglaciation of the Prat valley opened a connection with Lago Tehuelche, reaching a maximal extent of near 1400 km^2 (Davies et al., 2020). The drainage of Lago Tehuelche to Lago Consuelo resulted in a fall of the lake level of *ca*. 100 m and the development of a 150–165 m a.s.l. erosional platform in the Lago Tehuelche area (Solari et al., 2012; García et al., 2014).

Deglaciation of the Obstrucción fjord caused the reversal of the lake drainage to the Magallanes lake, occupying the Otway and Skyring fjord. The subsequent fall of the lake level is evidenced by a lower erosional platform carved on the shore of the Última Esperanza fjord and around Lago Balmaceda, between 20 and 30 m a.s.l. (Feruglio, 1950; Stern et al., 2011; Kilian et al., 2013, Fig. 1). After the Magellan lake eventually drained to the Pacific Ocean, a marine erosional platform developed between 5 and 8 m a.s.l. along the eastern shore of the Última Esperanza fjord (Caldenius, 1932;

Table 2
Compilation of terrestrial cosmogenic ^{10}Be surface exposure ages of erratic blocks from the area of the Última Esperanza ice lobe, at the exception of those identified by the authors as outliers. Terrestrial cosmogenic ^{10}Be surface exposure ages obtained by Sagredo et al. (2011) and García et al. (2018) were recalculated with different production rates and scaling schemes. We used the online exposure age calculator CRONUS v3 (https://hess.ess.washington.edu; Balco et al., 2008). Erosion was neglected and snow correction was not applied, in agreement with Sagredo et al. (2011) and García et al. (2018). *: production rate and scaling scheme used in the discussion.

Sample	Kaplan et al. (2011) production rate						Borchers et al. (2016) production rate*							Landform	Reference
	St scaling scheme		Lm scaling scheme		LSDn scaling scheme		St scaling scheme		Lm scaling scheme		LSDn scaling scheme*				
	^{10}Be age (ka)	External error (ka)	^{10}Be age (ka)	External error (ka)	^{10}Be age (ka)	External error (ka)	^{10}Be age (ka)	External error (ka)	^{10}Be age (ka)	External error (ka)	^{10}Be age (ka)	External error (ka)	Median age (ka)		
TUR-13-02	53.5	4.9	52.3	4.8	50.9	4.6	49.7	3.3	49.0	3.0	49.5	3.0	45.7	Río Turbio	García et al.
TUR-13-14	51.1	4.9	49.9	4.8	48.6	4.6	47.5	3.4	46.8	3.2	47.2	3.2	–	moraine	(2018)
TUR-13-13	49.7	4.6	48.6	4.5	47.2	4.3	46.3	3.1	45.6	2.8	45.9	2.9	–	complex	
TUR-13-11	49.5	5.1	48.3	5.0	47.0	4.8	46.0	3.7	45.3	3.5	45.7	3.5	–		
TUR-13-12	49.5	4.9	48.3	4.8	47.0	4.6	46.0	3.5	45.3	3.3	45.7	3.3	–		
TUR-13-16	47.8	4.4	46.7	4.3	45.4	4.2	44.5	3.0	43.8	2.7	44.2	2.8	–		
TUR-13-08	47.8	4.5	46.7	4.4	45.4	4.3	44.5	3.1	43.8	2.9	44.1	2.9	–		
TUR-13-15	47.5	4.6	46.4	4.5	45.1	4.4	44.2	3.3	43.5	3.1	43.9	3.1	–		
PN-04-08	40.6	5.3	39.7	5.2	38.8	5.1	37.8	4.3	37.3	4.2	37.8	4.2	36.0	Dos Lagunas	Sagredo
HUG-05-03	38.7	3.5	37.9	3.4	37.0	3.3	36.1	2.3	35.6	2.1	36.0	2.2	–	moraine	et al. (2011)
HUG-05-02	37.3	3.2	36.5	3.2	35.6	3.1	34.7	2.1	34.2	1.9	34.7	1.9	–		
DOR-12-08	37.1	4.1	36.3	4.0	35.5	3.9	34.5	3.1	34.1	2.9	34.5	3.0	32.4	Arauco moraine	García et al.
DOR-12-09	35.9	4.0	35.1	3.9	34.3	3.8	33.4	3.1	33.0	2.9	33.4	3.0	–	complex and	(2018)
DOR-12-02	35.7	3.3	34.9	3.2	34.2	3.1	33.2	2.2	32.8	2.1	33.2	2.1	–	Dos Lagunas	
AR-13-08	35.1	3.2	34.3	3.2	33.5	3.1	32.6	2.2	32.2	2.0	32.6	2.0	–	moraine	
AR-13-07	34.9	3.2	34.2	3.1	33.4	3.1	32.5	2.2	32.1	2.0	32.5	2.0	–		
AR-13-09	34.9	4.2	34.2	4.1	33.3	4.0	32.5	3.3	32.1	3.1	32.4	3.2	–		
AR-13-23	34.8	4.5	34.1	4.4	33.2	4.3	32.4	3.7	32.0	3.5	32.3	3.6	–		
AR-13-22	34.3	3.2	33.5	3.1	32.7	3.0	31.9	2.2	31.5	2.0	31.8	2.1	–		
AR-12-06	34.0	4.1	33.3	4.0	32.4	3.9	31.6	3.3	31.2	3.1	31.5	3.2	–		
AR-12-07	33.6	4.6	32.9	4.5	32.1	4.3	31.3	3.8	30.9	3.6	31.2	3.7	–		
AR-13-17	32.1	3.0	31.4	2.9	30.6	2.8	29.9	2.1	29.5	1.9	29.8	1.9	–		
AR-13-18	31.3	3.0	30.6	3.0	29.9	2.9	29.1	2.2	28.8	2.0	29.1	2.0	–	–	
CRB17-06	40.0	3.8	39.1	3.7	38.2	3.6	37.2	2.6	36.7	2.4	37.1	2.4	–	Cerro-Benítez	This study
CRB17-07	37.8	3.3	36.9	3.2	36.1	3.1	35.2	2.1	34.7	1.9	35.1	2.0	–	–	
CRB17-08	36.5	3.1	35.7	3.0	34.9	3.0	34.0	1.9	33.5	1.7	33.9	1.8	–	–	
CRB17-09	36.3	3.2	35.5	3.2	34.7	3.1	33.8	2.1	33.4	1.9	33.8	1.9	–	–	
CRB17-04	22.7	2.3	22.3	2.2	21.8	2.2	21.1	1.6	21.0	1.5	21.3	1.6	–	Lacustrine erosional platform	This study
CRB17-10	21.9	2.2	21.5	2.2	21.1	2.1	20.3	1.6	20.2	1.5	20.5	1.6	–	–	
CRB17-05	20.6	2.1	20.3	2.1	19.9	2.0	19.2	1.5	19.1	1.4	19.4	1.5	–	–	
CRB17-14	18.8	1.7	18.6	1.6	18.2	1.6	17.5	1.1	17.5	1.0	17.8	1.0	–	–	
CRB17-02	18.7	3.3	18.5	3.3	18.1	3.2	17.4	2.9	17.3	2.9	17.7	2.9	–	–	
CRB17-01	18.1	1.6	17.9	1.6	17.6	1.5	16.9	1.0	16.8	0.9	17.1	1.0	–	–	
CRB17-11	17.8	1.7	17.5	1.7	17.2	1.7	16.5	1.2	16.5	1.1	16.8	1.2	–	–	

Sagredo et al., 2011, Fig. 1).

2.4. Existing chronology of ice margin retreat and lake regression

The existing chronology of deglaciation and lake regression posterior to the Arauco advance is constrained by ^{14}C ages from the sedimentary and palaeontological records.

A set of ^{14}C ages of organic deposits from eight sedimentary cores and sections obtained by Sagredo et al. (2011) indicates a minimal date of ice margin retreat of 17.3 ka cal. BP in Vega Benítez, 215 m a.s.l., and a minimal date of lake regression of 15.2–15.6 ka cal. BP in Pantano Dumestre, 77 m a.s.l. (Table 1; Fig. 1). The ^{14}C ages of the palaeontological material from the caves and rock shelters of Cerro Benítez and the Lago Sofía valley represent additional minimal ages of ice margin retreat and lake regression (Todisco et al., 2018). The earliest dated palaeontological material predates the minimal date of lake regression estimated in Pantano Dumestre in eight caves (Table 1). In Cueva Chica, an astragalus of *Lama gracilis* dated 17.9–18.3 ka cal. BP also predates the minimal date of ice margin retreat estimated in Vega Benítez (Martin et al., 2013, Table 1).

3. Material and methods

3.1. Geomorphological mapping

We completed two geomorphological maps: an updated geomorphological map of the Última Esperanza fjord, and the first geomorphological map of Cerro Benítez. The map of the Última Esperanza fjord is a critical synthesis of previous geomorphological mapping of the area based on both remote-sensing and field data (Caldenius, 1932; Sagredo et al., 2011; García et al., 2014, 2018) and remote-sensing data only (Glasser and Jansson, 2008; Darvill et al., 2014). The maps were georeferenced and compiled in a Geographic Information System (GIS), then revised after the interpretation of remote-sensing data comprising satellite images (Google Earth imagery) and a digital elevation model with a resolution of 3 arc seconds (SRTM 90 m DEM v4.1). Landforms and deposits were mapped on a vector graphic editor for greater ergonomics. The entire area was mapped at the scale of 1:500,000 (Fig. 1). In addition, six smaller areas of specific interest were mapped at the scale of 1:50,000 (Fig. 3).

The map of Cerro Benítez is based on both remote-sensing and

Table 3
Identification criteria and palaeoenvironmental significance of landforms and deposits mapped from the remote-sensing data interpretation at the scales of 1:500,000 and 1:50,000, adapted from Glasser and Jansson (2008), Darvill et al. (2014) and Bendle et al. (2017a).

Landforms and deposits	Identification criteria	Risk of confusion	Environment	Previous mapping	Scale of mapping	
					1:500,000	1:50,000
Glacial cirque	Semicircular depression, often overdeepened, delimited by steep ridges carved on the mountain slope	Large mass-wasting scars can be mistaken for glacial cirque, but they are steeper, not overdeepened and more isolated	Subglacial	Glasser and Jansson (2008)	x	
Drumlin	Parallel, rectilinear hills with a steep up-flow side and a gentle down-flow side	Deflation surfaces on the western shore of Lago Balmaceda were misidentified as glacial lineations by Glasser and Jansson (2008) and Darvill et al. (2014)	Subglacial	Glasser and Jansson (2008), Darvill et al. (2014), García et al. (2018)	x	
Moraine ridge	Concentric, curvilinear, often discontinuous ridges, gently dipping down-stream	Palaeoshorelines were misidentified as moraine ridges on the northern side of Lago Sofía by Glasser and Jansson (2008)	Ice-marginal (glacial)	Caldenius (1932), Glasser and Jansson (2008), Sagredo et al. (2011), Darvill et al. (2014), García et al. (2014), García et al. (2018)	x	x
Kame terrace	Gently dipping, depositional surface raised above the valley floor, buttressed on the mountain slope or a moraine ridge	A lacustrine erosional platform was misidentified as a kame terrace by García et al. (2018)	Ice-marginal (glaciofluvial)	None	x	
Outwash plain	Flat depositional surface backed upstream by frontal moraine ridges	None	Proglacial (glaciofluvial)	Glasser and Jansson (2008), Darvill et al. (2014), García et al. (2014), García et al. (2018)	x	
Palaeoshoreline	Linear, subhorizontal concave break in the slope caused by lakeshore or seashore erosion, restricted to a closed or formerly ice-dammed depression	Homoclinal scarps can be mistaken for palaeoshorelines, but their base is not horizontal in all directions	Proglacial (glaciolacustrine)	Glasser and Jansson (2008), Darvill et al. (2014), García et al. (2018)	x	x
Erosional platform	Erosional surface carved on ice-marginal deposits or bedrock, delimited to the top by a palaeoshoreline and gently dipping to the palaeolake side	Kame terraces can be mistaken for erosional platforms carved on ice-marginal deposits, but erosional platforms are also traceable on the outcropping bedrock	Proglacial (glaciolacustrine)	Sagredo et al. (2011)	x	x
Delta	Fan-shaped depositional surface at the outlet of a valley, gently dipping to the palaeolake side and flanked by palaeoshorelines	None	Proglacial (glaciolacustrine)	None	x	x
Lakeshore deposits	Elongate depositional surfaces parallel to the palaeoshorelines, gently dipping to the palaeolake side and occurring as raised beaches, barriers and spits	None	Proglacial (glaciolacustrine)	None	x	x
Glaciolacustrine deposits	Smooth depositional surface restricted to the palaeolake basin and vertically extending up to the palaeoshoreline	Glaciolacustrine deposits may be difficult to differentiate from till based on remote-sensing data only	Proglacial (glaciolacustrine)	García et al. (2018)	x	x
Paraglacial rockslope failure deposits	Mound at the foot of a semicircular scar of similar diameter, carved on a former ice-contact slope	None	Paraglacial	None	x	x
Alluvial fan	Fan-shaped depositional surface at the foot of the slope	Deltas may be mistaken for alluvial fans, but they are flatter as the elevation of the deposits is primarily controlled by the lake level	Fluvial	García et al. (2018)	x	x
Alluvial terrace	Flat depositional surface restricted to a fluvial valley, dissected by a river and gently dipping downstream	None	Fluvial	García et al. (2018)	x	
Gorge	Linear depression incised by a river and delimited by steep slopes, indicating base level lowering	None	Fluvial	None		x
Gully	Linear depression parallel to the slope caused by intermittent surface runoff erosion	None	Fluvial	None		x

field data. We followed the seven-step workflow specifically designed by Chandler et al. (2018) for field mapping of glacial landforms and deposits:

1-3. Data procurement, pre-processing and reconnaissance mapping. We used the MicMac photogrammetry software (https://micmac.ensg.eu/index.php/Accueil) to build a Digital Surface Model (DSM) of the area with a horizontal resolution of 50 cm from a set of tristereographic, panchromatic Pléiades satellite images. Prominent landforms were mapped in a GIS in order to select the areas of priority interest for subsequent field mapping.

4. Field mapping. Cerro Benítez was covered with an extensive field survey after four campaigns between 2017 and 2020.

Fig. 3. Glacial and glaciolacustrine landforms and deposits of the Lago Consuelo area. **A:** lakeshore spit and outlet channel, 135 m a.s.l. **B:** lakeshore barrier, 138 m a.s.l., and beach, 142 m a.s.l. **C:** delta, 145 m a.s.l. **D:** beach, 170 m a.s.l. **E:** north-western extremity of the Ballena moraine complex. **F:** southern extremity of the Ballena moraine complex.

Superficial deposits were characterised based on the field facies analysis of six existing natural outcrops and two additional test pits (Table 4). Orientation and dip of erosional landforms and beddings were measured with a compass clinometer. The orientation was systematically corrected by subtracting the magnetic declination. In support of the ground operations, we used aerial drone photography to investigate the southern side of Cerro Benítez. We used a DJI Mavic Pro for reconnaissance survey and oblique aerial photography and a DJI Phantom IV for nadir aerial photography. Landforms and deposits were mapped on hard-copy, orthorectified satellite images.

5-7. Data processing, digital mapping and map production. Hard-copy maps were reproduced on a vector graphic editor. The entire area was mapped at the scale of 1:50000 (Fig. 2). In addition, the area of the Mylodon Labyrinth was mapped at the scale of 1:5000 (Fig. 4).

3.2. Terrestrial cosmogenic ^{10}Be surface exposure dating

Terrestrial (or in situ) cosmogenic nuclides are produced by nuclear reactions involving nuclides present at the Earth's surface and incident secondary cosmic rays. Terrestrial cosmogenic ^{10}Be

Table 4
Macroscopic sedimentary facies of the superficial deposits of Cerro Benítez. The terminology used in facies description is taken from Evans and Benn (2004). The reconstruction of the depositional processes and environments is based on Brodzikowski and van Loon (1987) and Evans (2003).

Code	Facies	Gravel surface aspect	Depositional structures	Deformation structures	Depositional process	Depositional environment	Superficial deposits
Dmm(s)	Sheared, unsorted matrix-supported diamicton (20–40% of clasts)	Sharp-edged angular	Massive	Anastomosed, subhorizontal fractures	Subglacial lodgement of ice-tracted reworked debris	Subglacial	Subglacial till; "lodgement till" sensu Brodzikowski and van Loon (1987); "subglacial traction till" sensu Evans et al. (2006)
Dmm1	Unsorted matrix-supported diamicton (2–5% of clasts)	Sharp-edged angular	Massive	None	–	–	Till
Dmm2	Unsorted matrix-supported diamicton (20% of clasts)	Sharp-edged angular	Massive	None	–	–	Till
Dmm3	Unsorted matrix-supported diamicton (40% of clasts)	Sharp-edged angular	Massive	None	–	–	Till
Dcm	Sandy matrix clast-supported diamicton	Sharp-edged angular to moderately rounded	Massive	None	–	–	Till
Gm	Sandy matrix clast-supported gravels	Smooth-edged angular to well-rounded	Massive	None	High-energy channel lag	Glaciofluvial	Glaciofluvial deposits
Gfo	Gravel foresets	Smooth-edged angular to well-rounded	Foreset bedding, subordinate backset bedding	None	High-energy deltaic progradation	Glaciofluvial	Ice-marginal deltaic foresets
Sfo	Sand foresets	No gravel	Foreset bedding, subordinate cross bedding	None	Moderate-energy deltaic progradation	Glaciofluvial or fluvial	Ice-marginal deltaic or deltaic forestes
Fl(d)	Laminated silts and clays with dropstones	No gravel	Laminae	Laminae compacted by dropstone	Decantation of periodic turbid plume (silts and clays), ice-rafted debris fall (dropstones)	Glaciolacustrine	Glaciolacustrine deposits

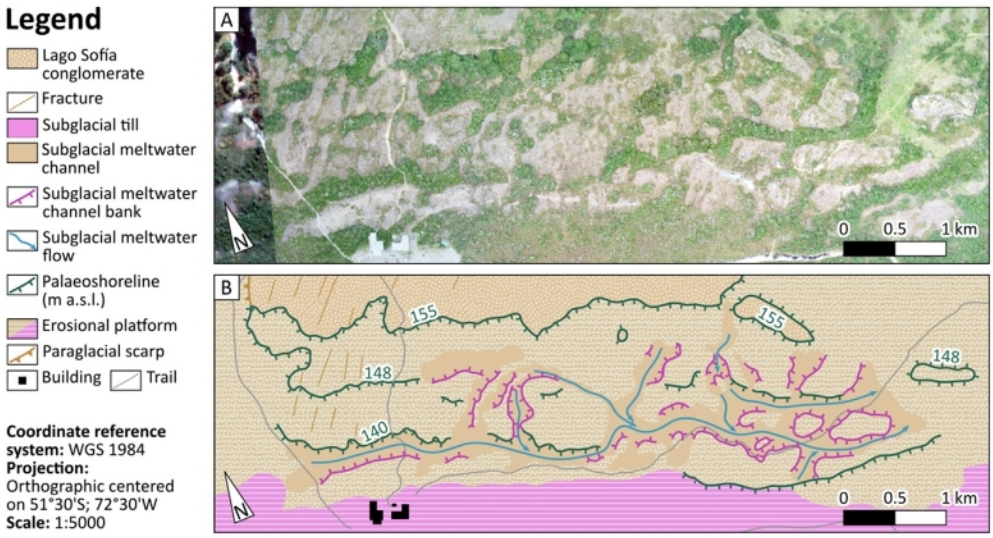


Fig. 4. Geomorphological map of the Mylodon Labyrinth at the scale of 1:5,000. **A:** orthorectified aerial drone photography cover. **B:** geomorphological interpretation highlighting the intricate arrangement of subglacial meltwater channels and lacustrine palaeoshorelines.

originates in quartz from spallation and muon capture by O and Si (Gosse and Phillips, 2001). Considering an attenuation length of *ca.* 160 g.cm^{-2} (Gosse and Phillips, 2001; Balco et al., 2008), the production of terrestrial cosmogenic ^{10}Be decreases by a factor e^{-1} under 1.7 m of ice, or 1.6 m of water. ^{10}Be has a half-life of 1.39 Ma (Korschinek et al., 2010). For these reasons, terrestrial cosmogenic ^{10}Be have been widely used to date the surface exposure of glacial landforms and deposits over the Quaternary period (Davies, 2021). Terrestrial cosmogenic ^{10}Be surface exposure ages of erratic blocks have been mostly used to date former ice margin positions, notably in Patagonia since the works of Kaplan et al. (2004), but also, in fewer circumstances, to date proglacial lake regression (Fabel et al., 2010; Davies et al., 2018; Thorndycraft et al., 2019).

In order to estimate the rate of ice downwasting in Cerro

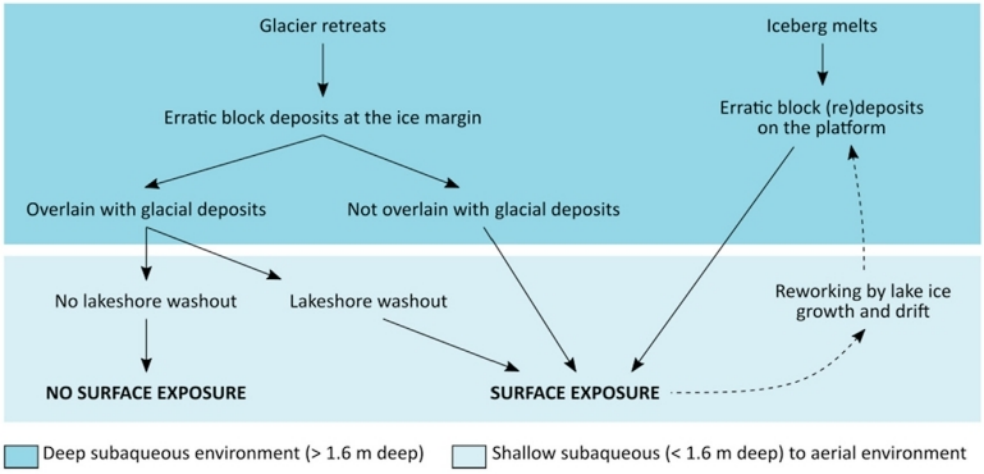


Fig. 5. Hypothetical paths of depositional and post-depositional history of the erratic blocks located on the lacustrine erosional platform, prior to surface exposure.

Benítez, we sampled four erratic blocks located above the lacustrine erosional platform, approximately every 100 m from near the top of Cerro Benítez (512 m a.s.l.), as a dipstick, following the strategy of Boex et al. (2013). In addition, seven erratic blocks were sampled on the erosional lacustrine platform between 148 and 136 m a.s.l. Erratic blocks located on the lacustrine erosional platform may be either inherited from older glacial deposits, or deposited by icebergs. In both cases, the production of terrestrial cosmogenic ^{10}Be started as the water depth decreased, leaving the bottom of the lake exposed to the cosmic rays (Fig. 5). Hence, we assume that the surface exposure age date the emergence of the erratic blocks.

We selected erratic blocks located either on local summits, or on flat areas with little chance of being reworked by mass wasting. Weathered and denuded blocks were avoided. At least 1 kg of rock was sampled with a hammer and a chisel at the top of each block up to 3 cm below the surface. Coordinates and elevation of each sample were recorded with a hand-held GPS and topographic shielding angles were measured with a clinometer. Photographs of the sampled blocks are presented in Fig. 6.

Rock samples were crushed and sieved at Kozmo-Lab, İstanbul Technical University (https://www.kozmo-lab.itu.edu.tr/en). The 0.25–0.71 mm grain size fraction was rinsed with Milli-Q water and leached overnight with a 10% HNO_3 solution. Non-magnetic minerals were collected with a Frantz magnetic separator and send to the Scottish Universities Environmental Research Centre, University of Glasgow, for further preparation. Quartz was extracted by froth floatation and purified by leaching in a boiling H_3PO_4 solution and with a 2% HF and HNO_3 solution in ultrasonic bath. Quartz purity was assessed by measuring the amount of native Al in the sample with a flame atomic absorption spectrometer. All samples yielded Al concentrations less than 130 mg. g^{-1}. Between 1 and 18 g of pure quartz per sample were dissolved in an HF and HNO_3 solution in addition with a 215–225 μg low background carrier of ^{9}Be. BeO was extracted after quartz totally dissolved. Be isotope concentrations were measured with a 5 MV Tandem Accelerator Mass Spectrometer (AMS) at the SUERC AMS Laboratory. Measured ^{10}Be/^{9}Be ratios were normalized to the 07KNSTD standard and corrected with a mean procedural blank ^{10}Be/^{9}Be ratio of 3.75×10^{-15}.

Surface exposure ages were calculated with the online surface exposure age calculator CRONUS v3 (https://hess.ess.washington.edu; Balco et al., 2008). Sample density was assumed as 2.65 g. cm^{-3}. Erosion was neglected because unequivocally weathered surfaces were avoided, following García et al. (2018).

We used the Lifton-Sato scaling scheme (Lifton et al., 2014) and the production rate model of Borchers et al. (2016), for purpose of comparison with the recent compilation of surface exposure ages in Patagonia by Davies et al. (2020). Ages calculated with alternate production rates and scaling schemes are less than 10% different (Table 2).

3.3. Chronological modelling

Bayesian statistics are increasingly used in chronological modelling applied to the study of landform development (e.g. Chiverrell et al., 2009; Bendle et al., 2017b; Thorndycraft et al., 2019; Genuite et al., 2021). Chronological modelling using Bayesian statistics aims to obtain absolute chronological models (or posterior dates) from a set of prior, absolute dates arranged in a hypothetical, relative chronology.

In order to build a chronological model of deglaciation and lake regression from our set of surface exposure ages, we used the chronological modelling software Chronomodel v2.0.18 (https://github.com/Chronomodel/chronomodel; Lanos and Philippe, 2015; Lanos and Dufresne, 2019). The posterior distributions of the dates were calculated with a Metropolis-Hastings algorithm using an adaptative Gaussian random walk for the terrestrial cosmogenic ^{10}Be surface exposure dates, and the posterior distribution of the calibrated date for the ^{14}C date. We used three Markov chains with a burn-in phase of 1000 iterations, an adaptation phase of 500 iterations per batch with a maximum of 20 batches, and an acquisition phase of 100,000 iterations. Prior and posterior distributions of the dates were calibrated B2k.

4. Results

4.1. Remote-sensing data mapping

Some of the landforms previously mapped by Glasser and Jansson (2008), Darvill et al. (2014) and García et al. (2018) were critically revised based on a set of identification criteria adapted from Glasser and Jansson (2008), Darvill et al. (2014) and Bendle et al. (2017a). The surface previously mapped as a kame terrace by García et al. (2018) is rather interpreted as a lacustrine erosional platform, following the opinion of Caldenius (1932) and Sagredo et al. (2011), because it is backed by raised lakeshore landforms

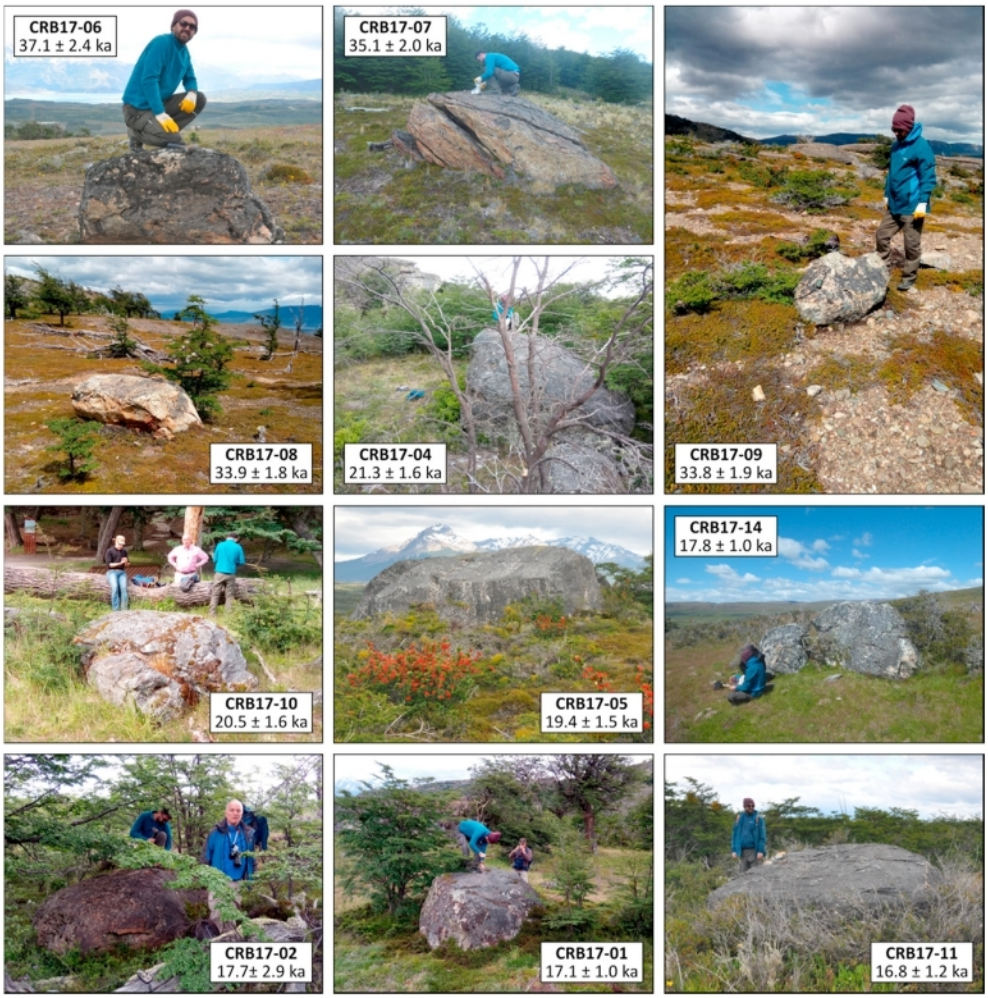


Fig. 6. Erratic blocks sampled in Cerro Benítez and their terrestrial cosmogenic ^{10}Be surface exposure ages.

and deposits (Fig. 3A-D).

We identified a 35 km long latero-frontal moraine arc composed of several concentric moraine ridges extending on both sides of the Última Esperanza fjord, previously mapped by Glasser and Jansson (2008), and two new ridge segments on the eastern side of the fjord (Fig. 1). We name it "Ballena moraine complex". The lateral ridges are buttressed on the northern side of Cerro Ballena with a maximal elevation decreasing eastward from 280 to 120 m a.s.l. (Fig. 3E). The frontal ridge culminates 95 m a.s.l. at its northernmost extremity and 80 m a.s.l. at its southernmost extremity (Fig. 3F).

4.2. Field mapping

4.2.1. Glacial and glaciofluvial landforms and deposits

Roches moutonnées. Roches moutonnées are asymmetrical, convex erosional landforms resulting from the heterogeneous resistance of the bedrock to the subglacial abrasion, characterised by an abraded up-flow face and a quarried down-flow face (Glasser and Bennett, 2004). Roches moutonnées occur on the western side of Cerro Benítez between 200 and 350 m a.s.l., and on the southern and northern sides, between 145 and 160 m a.s.l. The roches moutonnées located between 200 and 350 m a.s.l. are shaped on westward-dipping conglomerate units and indicate an eastward ice flow (Fig. 7A). The roches moutonnées located between 145 and 160 m a.s.l. are shaped on discordant conglomerate injectites, on the northern side(Hubbard et al., 2007), and on westward-dipping conglomerate units, on the southern side. They indicate a N040° and an eastward ice flows, respectively (Fig. 7B-C). Smaller-scale subglacial erosion marks are not preserved because of the superficial weathering of the conglomerate, with the exception of a possible trail of crescentic gouges (Glasser and Bennett, 2004, Fig. 7B).

Subglacial meltwater channels. Several channels carved in the bedrock occur on the southern side of Cerro Benítez. Considering that the channels are disconnected from the present-day drainage system and some have an undulating long profile, we interpret them as the product of subglacial meltwater erosion (Glasser and Bennett, 2004; Greenwood et al., 2007).

The largest channel network is located east of the Mylodon Cave. We name it "Mylodon Labyrinth" (Fig. 7D). The channel network is composed of a 620 m long, up to 17 m wide, main anastomosed channel with an overall orientation of N105°, and several, smaller tributary channels carved along N040° fractures (Fig. 4). The main channel is carved to a depth of 2 m below the lowest channel bank, with an inception located 140 m a.s.l. and a termination 143 m a.s.l. A smaller, 200 m long, 130 m wide anastomosed network occurs between 145 and 150 m a.s.l. at the top of a roche moutonnée, south of Cueva del Medio. We name it "Zorro Labyrinth" (Fig. 7E). The channels are carved to a depth of 2.5 m below the lowest channel bank, along a network of fractures oriented N130° to N140°.

Subglacial meltwater channels are formed by the drainage of

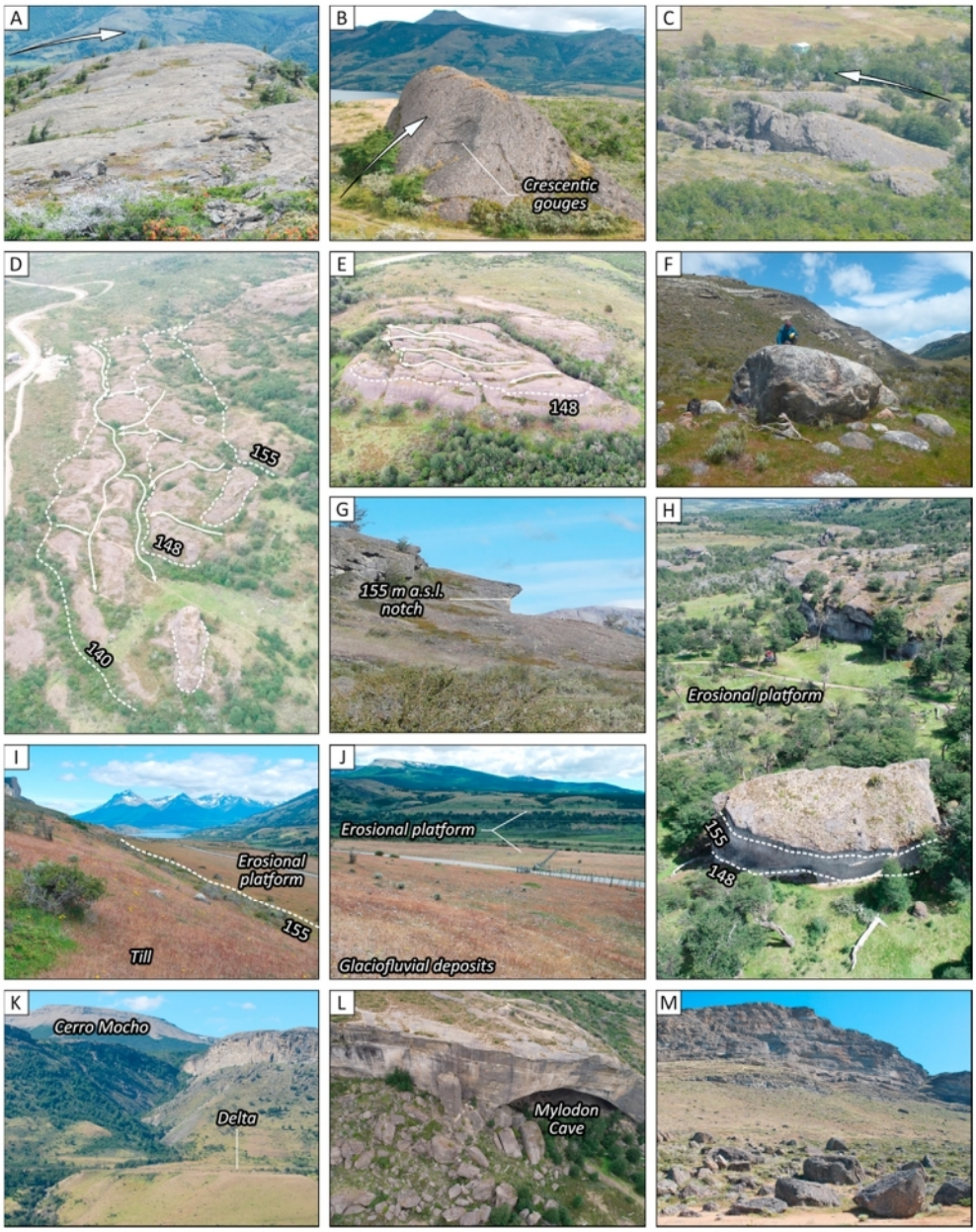


Fig. 7. Landforms of Cerro Benítez and the Lago Sofía valley. **A:** roche moutonnée carved by a westward ice flow on a westward-dipping conglomerate unit, *ca.* 300 m a.s.l. **B:** roche moutonnée carved by a N020° ice flow on a discordant conglomerate injectite, northwestern side of Cerro Benítez, 150 m a.s.l. **C:** roche moutonnée carved by an eastward ice flow on a westward-dipping conglomerate unit, southern side of Cerro Benítez, 155 m a.s.l. **D:** oblique aerial view of the Mylodon Labyrinth. **E:** oblique aerial view of the Zorro Labyrinth. **F:** lacustrine notch near Cueva del Medio, 155 m a.s.l. **G:** oblique aerial view of lacustrine notches, 155 and 148 m a.s.l., respectively, near Cueva Chica. **H:** lacustrine erosional platform carved in till, northern side of Cerro Benítez. **I:** lacustrine erosional platform carved in glaciofluvial deposits, northern side of Cerro Benítez. **J:** pavement of erratic blocks, northern side of Cerro Benítez, 135 m a.s.l. **K:** delta, northern side of the Lago Sofía valley. **L:** oblique aerial view of a 50 m high paraglacial scarp near the Mylodon Cave. **M:** 380 m high paraglacial scarp, northern side of Cerro Benítez.

subglacial meltwater sourced from the melting of the glacier sole, catchment of supraglacial streams or catastrophic drainage of supraglacial lakes (Fountain and Walder, 1998; Glasser and Hambrey, 1998). The subglacial meltwater flow is directed by the ice overburden pressure gradient (Glasser and Bennett, 2004; Greenwood et al., 2007). Considering that subglacial erosion exploits the surfaces of least resistance, the subglacial channel network accommodates the orientation of the meltwater flow to the structural constraints of the bedrock (Sawagaki and Hirakawa, 1997). Hence, the general orientation of the subglacial channel networks is consistent with the orientation of the roches moutonnées located at the same altitude, indicating an eastward ice flow on the southern side of Cerro Benítez.

Till. Several till facies occur in Cerro Benítez as massive, unsorted, matrix-supported diamicton (Dmm) composed of sharp-edged, angular clasts embedded in a variable proportion of matrix, and massive, sandy-matrix, clast-supported diamicton (Dcm) composed of sharp-edged angular to moderately rounded clasts (Table 4). The Dmm(s) facies presents anastomosed, subhorizontal fractures interpreted as the result of sediment shearing and water escape under a sliding, temperate glacier sole (van der Meer et al., 2003; Evans et al., 2006). In the absence of macroscopic evidence of

subglacial deformation, the depositional processes of the other till facies remain uncertain, although the spatial transitions with the Dmm(s) facies suggest that the Dmm_1 and Dmm_3 facies also deposited in a subglacial environment.

A continuous till belt covers the southern side of Cerro Benítez. The Portería section is a 500 m long, 1–2 m high section located between 92 and 120 m a.s.l., along the road west of the Mylodon Cave. The Dmm_1 facies outcrops from 92 m a.s.l. (Fig. 8A) and laterally passes to the Dmm(s) facies at 100 m a.s.l. Between 110 and 120 m a.s.l., the Lago Sofía conglomerate is truncated and overlain by a 50 cm thick Dmm_3 unit and a 50 cm to 1 m thick Dmm(s) unit (Fig. 8B). The Silla del Diablo section is a 1700 m long, 1–3 m high section located between 108 and 138 m a.s.l., along the road east of the Mylodon Cave. The Lago Sofía conglomerate is truncated and overlain by a Dmm(s) unit with a maximal thickness of 2 m at the intersection with two east-west thalwegs. The Dmm(s) unit thins upward until it disappears at 128 m a.s.l., in a bevel-shaped contact with the bedrock (Fig. 8C). The Caranchos pit was dug 136 m a.s.l. on the southern side of Cerro Benítez (Fig. 8D). The Cerro Toro Formation mudstone is truncated at a depth of 70 cm and overlain by a 40 cm thick, Dmm_1 unit covered by an organic-rich topsoil.

The Dmm_2 facies outcrops at the Lago Sofía section, a 50 m long, 2 m high cliff located on the southern shore of Lago Sofía (Fig. 8E). A continuous till belt, previously mapped as a "lateral moraine" by Sagredo et al. (2011) despite lacking of a ridge, covers the north-eastern extremity of Cerro Benítez above 170 m a.s.l. The Dcm facies outcrops at the Loicas section, a 1 m high section carved 177 m a.s.l. above a water through (Fig. 8F). Sagredo et al. (2011) also identified a 300 m long ridge culminating 220 m a.s.l., oriented east-west and restricted to the northern extremity of Vega Benítez, as a lateral moraine. However, in the absence of lateral continuity, we assume that the ridge is more likely to reflect the bedrock topography.

Glaciofluvial deposits. Massive, sandy-matrix, clast-supported gravels (Gm) continuously outcrop on the north-eastern side of Cerro Benítez up to 170 m a.s.l. (Fig. 8G). The gravels are interpreted as reworked glacial material, slightly reshaped by a short, yet high-energy fluvial transport (Table 4). It is possible that the gravels were originally deposited at the ice margin as a kame terrace, as hypothesised by Sagredo et al. (2011). The outcropping gravels were reworked by lakeshore erosion, at least below 155 m a.s.l.

The Margoni pit was dug in sand outcropping on the northern side of Cerro Benítez, 128 m a.s.l. (Fig. 8H). The pit reached the top of a Gm unit downlapped by sand foresets (Sfo) at a depth of 150 cm (Fig. 8I). The foresets dip 28° to N020°. In the absence of laterally continuous outcrop, it remains uncertain whether the sand forests were sustained by ice-marginal meltwater or by gullies incised on the northern side of Cerro Benítez.

Ice-marginal delta. Sagredo et al. (2011) and García et al. (2014) previously mapped an elongate, 1 km long, 600 m wide raised delta at the eastern extremity of Cerro Benítez. The delta culminates at 155 m a.s.l. at its western extremity. The Hongos section is a 300 m long, 20 m high, east-west section located in a gravel pit at the eastern extremity of the delta. The section exposes gravel foresets (Gfo) dipping northwards from 20 to 34° (Fig. 8J). The direction of progradation rotates from N355° at the western extremity of the section, to N080° at the eastern extremity. The absence of a connection to a significant catchment area suggests that the delta was sustained by meltwater streams and deposited in a narrow, ice-marginal lake (Table 4). Foresets are truncated 130 m a.s.l. and overlain by a pavement of blocks (Fig. 8K) interpreted as a lakeshore lag deposit, resulting from a fall of the lake level.

4.2.2. Glaciolacustrine landforms and deposits

Lacustrine erosional platform. Although several authors previously reported the presence of an erosional platform in Cerro Benítez, none has described it in detail (Caldenius, 1932; Feruglio, 1950; Sagredo et al., 2011; Stern et al., 2011). The erosional platform continuously surrounds Cerro Benítez and the Lago Sofía valley. It is carved between 130 and 155 m a.s.l., truncating both bedrock and superficial deposits. Its width ranges from 250 to 800 m on the southern side of Cerro Benítez, and from 50 to 400 m in the Lago Sofía valley. Palaeoshorelines are marked by horizontal notches, up to 5 m high, on bedrock (Fig. 7D-G), and smoother, concave slope discontinuities on superficial deposits (Fig. 7H-I). Three main regressive palaeoshorelines are continuously traceable over hundreds of meters, 140, 148 and 155 m a.s.l., respectively (Fig. 2). Pavements of erratic blocks outcrop from the truncated deposits (Fig. 7G). They may result from the winnowing of the finer particles, or compaction under the vertical pressure of lake ice (Dionne, 1979).

Delta. A 3 km wide raised delta occurs on the northern side of the Lago Sofía valley up to 155 m a.s.l., at the outlet of the gorge draining the glacial cirque of Cerro Mocho (Fig. 7K).

Glaciolacustrine deposits. Located 95 m a.s.l. along the road to Lago Sofía, the 400 m long, 150 cm high Condores section exposes laminated silts and clays (Fl) and two embedded allochthonous, magmatic blocks. Considering that the blocks deposited in a lacustrine environment, they are interpreted as dropstones (d) rafted by icebergs from a calving ice margin (Bennett et al., 1996; Table 1; Fig. 8L).

4.2.3. Mass wasting landforms and deposits

Paraglacial slopes originate from the relaxation of former ice-contact slopes (Ballantyne, 2002). Paraglacial slopes almost continuously surround Cerro Benítez, reaching a maximum height of 50 m on its southern side, above the Mylodon Cave (Fig. 7L), and 380 m on its northern side, where the Lago Sofía valley intersects the hinge of the Cerro Benítez anticline (Fig. 7M). The catastrophic collapse of conglomerate units (rock slope failure) generates vertical scarps and chaotic, mass wasting deposits composed of metric-sized fragments of conglomerate beds. In contrast, the erosion of the sandstone and mudstone units forms steep slopes, between 20 and 30°.

4.3. Surface exposure ages of erratic blocks

The erratic blocks located between 218 and 512 m, above the lacustrine erosional platform, yielded surface exposure ages ranging from 33.8 ± 1.9 to 37.1 ± 2.4 ka. The surface exposure ages of the erratic blocks located on the lacustrine erosional platform between 136 and 148 m a.s.l. range from 16.8 ± 1.2 to 21.3 ± 1.6 ka. Surface exposure ages within each time interval mutually overlap (Table 5; Fig. 9A). Hence we did not define outliers, and rather assume that the distribution of the surface exposure ages primarily depicts two distinct, rapid surface exposure events: the ice downwasting and lake regression, respectively.

4.4. Chronological model

Assuming that the erratic blocks were exposed as a result of ice downwasting and lake regression, we postulate that each erratic block was exposed after the blocks located above it, and before the blocks located below. Hence, we built a relative chronological model where each surface exposure age is ascribed, as prior age, to a surface exposure event, chronologically bracketed by surface exposure ages from upper and lower elevations. The model was completed with a ^{14}C date from the Pantano Dumestre core indicating a minimal date of lake regression, 15.2–15.6 ka cal. BP (Sagredo et al., 2011). The minimal dates of ice downwasting and

Fig. 8. Sedimentary sections and facies of Cerro Benítez. **A:** till (Dmm_1), Portería section, 95 m a.s.l. **B:** subglacial till (Dmm_3, Dmm(s)), Portería section, 110 m a.s.l. **C:** subglacial till (Dmm(s)), and bevel-shaped glacial truncation of the Lago Sofía conglomerate, Silla del Diablo section, 128 m a.s.l. **D:** Caranchos pit, 136 m a.s.l. **E:** till, (Dmm_2), Lago Sofía section, 49 m a.s.l. **F:** till, (Dcm), Loicas section, 177 m a.s.l. **G:** glaciofluvial deposits (Gm), northern side of Cerro Benítez, 129 m a.s.l. **H:** Margoni pit, 128 m a.s.l. **I:** deltaic forestes (Sfo) downlapping a Gm unit, Margoni pit. **J:** ice-marginal deltaic foresets (Gfo), Hongos section, 115 m a.s.l. **K:** ice-marginal deltaic foresets (Gfo) truncated by a block pavement interpreted as a result of lakeshore erosion, Hongos section. **L:** glacustrine deposits (Fl(d)), Condores section, 95 m a.s.l.

lake regression indicated by the ^{14}C date from the Vega Benítez core (Sagredo et al., 2011) and the palaeontological material, respectively (Table 1), were not included because they all post-date the surface exposure ages at the same elevation, and thus do not significantly constrain the absolute chronological model.

The absolute difference between the mode of the prior ages and the posterior mode of the associated surface exposure events, or Maximum A posteriori Probability (MAP), ranges from 0.5 to 3.8 ka, with a mean difference of 2.0 ka. The 95% high probability density interval (HDPI) of the posterior age distribution of the surface exposure events mostly decreases with elevation, from a maximum of 14.8 ka to a minimum of 3.1 ka as the ages at lower elevations are more closely constrained by a ^{14}C age (Table 6).

The model suggests that ice downwasting from 512 to 218 m a.s.l. occurred between 36.9 (HDPI = 32.6–47.1 ka cal. B2k) and 31.9 ka cal. B2k (HDPI = 25.7–36.1 ka cal. B2k), and the lake regression from 148 to 136 m a.s.l. between 21.7 (HDPI = 18.7–27.7 ka cal. B2k) and 16.9 (HDPI = 15.4–18.5 ka cal. B2k) with a mean rate of 2.5 mm. a^{-1} (Fig. 9B).

5. Discussion

5.1. Glacial advances in the Última Esperanza fjord

The posterior distribution of the date of ice downwasting, 504 m a.s.l. (MAP = 36.9 ka cal. B2k) fits remarkably well with the surface exposure ages of the erratic blocks from the Dos Lagunas moraine, 34.7 ± 1.9 to 37.8 ± 4.2 ka (Sagredo et al., 2011, Table 2). García et al. (2018) obtained slightly younger surface exposure ages from the Arauco moraine complex (median = 32.7 ka). However, surface exposure ages of erratic blocks outcropping from glacial deposits might date post-depositional exhumation. Hence, these surface exposure ages must be regarded as minimum ages for ice margin retreat (Kaplan et al., 2007; Darvill et al., 2015a). This suggests that the Última Esperanza ice lobe covered the top of Cerro Benítez during the Arauco advance.

The Ballena moraine complex marks the outermost position reached by a glacial advance, west of the Arauco moraine complex. We name this glacial advance the "Ballena advance". At its maximal extent, the grounded ice margin was located 44 km from the closest present-day ice margin (Balmaceda Glacier), and had retreated some 50 km north-west of the Arauco advance outermost position. García et al. (2018) demonstrated from surface exposure dating of erratic blocks that same-order distances separate the outermost position of the Torres del Paine ice lobe during MIS, dated *ca*. 21.5 ka, from the present-day ice margin, the Southern Patagonian Ice Field (45 km), and from its MIS 3 outermost position (30 km). This suggests that the Ballena advance could have occurred in synchronicity with the MIS 2 readvance of the Torres del Paine ice lobe. Hence, the extent of both ice lobes would have been reduced to half between the MIS 3 local LGM and the global LGM. Other outlet glaciers of the Patagonian Ice Sheet experienced a similar trend. For instance, terrestrial cosmogenic nuclide dating of outwash deposits evidenced that the Bahía Inútil-San Sebastián ice lobe, in Tierra del Fuego, retreated by 100 km between MIS 3 and MIS 2 (Darvill et al., 2015b). In the Southern Alps, New Zealand, glaciers reached their maximum extent during MIS 4 and retreated between MIS 3 and MIS 2 (Schaefer et al., 2015; Doughty et al., 2015). Hence, the hypothesis of a glacial readvance mostly restricted to the Última Esperanza fjord during MIS 2 appears consistent with the interpretation of the mid-latitude glacial fluctuations of the Southern Hemisphere through the last glaciation as the result of a hemispheric-scale climate forcing, although its mechanism remains debated (Schaefer et al., 2015; Doughty et al., 2015; Darvill et al., 2016; García et al., 2018; Denton et al., 2021).

5.2. Deglaciation of Cerro Benítez

The MAP of the ice downwasting events provided by the chronological model suggest that the ice lobe locally thinned by *ca*. 300 m in approximately 5000 years (Fig. 10), leaving Cerro Benítez ice-free above at least 218 m a.s.l. Hence, the glacial and glaciofluvial landforms and deposits preserved in Cerro Benítez, including roches moutonnées, subglacial channels, till, glaciofluvial deposits and ice-marginal delta date from the deglaciation that occurred in the aftermath of the Arauco maximum (Fig. 11).

The presence of an ice-marginal delta at the eastern extremity of Cerro Benítez suggests that, as the ice surface lowered, the ice lobe separated into two branches occupying the Última Esperanza fjord and the Lago Sofía valley, respectively, leaving Cerro Benítez as a nunatak. The presence of glaciofluvial deposits on the northern side of Cerro Benítez may reflect differences in the sedimentary input with the southern side. Indeed, in the Lago Sofía valley, the glacier's surface collected local sedimentary

Table 5
Be isotope ratios and terrestrial cosmogenic ^{10}Be surface exposure ages of erratic blocks from Cerro Benítez. Measured ^{10}Be/^{9}Be ratios were normalized to the 07KNSTD standard and corrected with a mean procedural blank ^{10}Be/^{9}Be ratio of 3.75×10^{-15}. Surface exposure ages were calculated with the online surface exposure age calculator CRONUS v3 ^{10}Be (https://hess.ess.washington.edu; Balco et al., 2008) using the production rate model of Borchers et al. (2016) and the Lifton-Sato flux scaling scheme (Lifton et al., 2014). Sample densitiy was assumed as 2.65g. cm^{-3}. Sample thickness and topographic shielding corrections were applied. Erosion was neglected, because unequivocally weathered surfaces were not sampled. Snow correction was not applied, in agreement with Sagredo et al. (2011) and García et al. (2018).

Sample	Latitude (WGS, 1984)	Longitude (WGS, 1984)	Elevation (m a.s.l.)	Thickness (cm)	Topographic shielding factor	Dissolved quartz mass (g)	^{9}Be mass in carrier (μg)	^{10}Be/^{9}Be ($\times 10^{-15}$)	Error ($\times 10^{-15}$)	^{10}Be con-centration (atom.g^{-1})	Error (atom.g^{-1})	^{10}Be age (ka)	Internal error (ka)	External error (ka)
CRB17-06	−51.5604	−72.6133	314	1.5	0.99950	3.229	221.33430	52.288	1.954	224632.5	9972.8	37.1	1.7	2.4
CRB17-07	−51.5546	−72.6054	395	1.5	0.99764	5.923	221.07960	94.835	2.229	228431.0	6665.7	35.1	1.0	2.0
CRB17-08	−51.5548	−72.5983	504	1.5	0.99973	17.946	221.67390	299.190	4.435	244278.5	5083.3	33.9	0.7	1.8
CRB17-09	−51.5645	−72.6189	218	1.5	0.99916	14.886	215.33400	198.690	5.693	186386.4	5974.6	33.8	1.1	1.9
CRB17-04	−51.5660	−72.6210	140	1	0.99671	5.066	225.67345	39.105	1.902	108727.6	6097.9	21.3	1.2	1.6
CRB17-10	−51.5738	−72.5861	148	2	0.98287	4.119	225.84435	30.751	1.514	103225.8	6120.5	20.5	1.2	1.6
CRB17-05	−51.5658	−72.6227	136	1	0.99745	4.993	221.67390	36.456	1.771	98539.9	5765.7	19.4	1.1	1.5
CRB17-14	−51.5434	−72.5511	136	3	0.99860	17.264	221.92860	106.430	2.625	88642.7	2651.5	17.8	0.5	1.0
CRB17-02	−51.5709	−72.6023	147	1	0.98645	0.973	220.74000	9.152	0.688	89403.6	14126.4	17.7	2.8	2.9
CRB17-01	−51.5737	−72.6004	142	1	0.99763	15.574	220.74000	95.239	2.212	87119.8	2520.7	17.1	0.5	1.0
CRB17-11	−51.5755	−72.5942	143	1.5	0.99949	11.527	221.67390	69.618	3.131	85298.0	4290.3	16.8	0.8	1.2

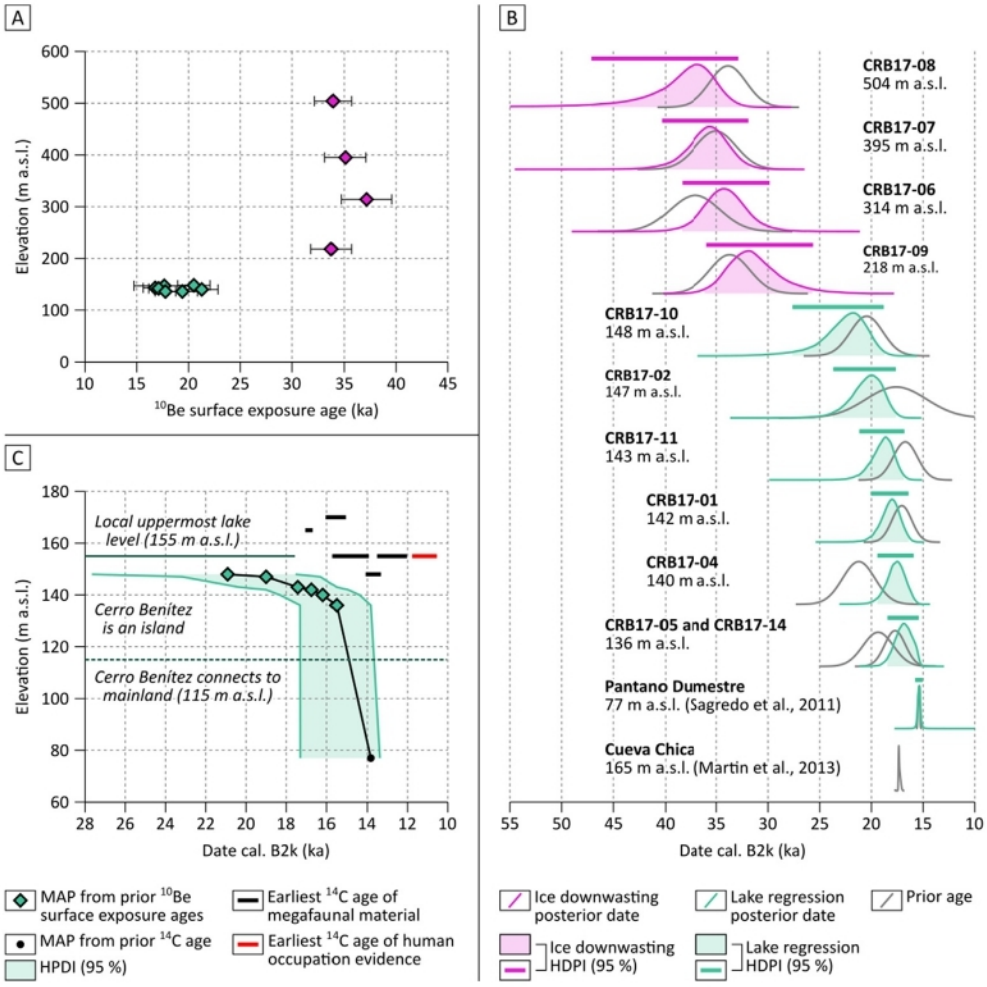


Fig. 9. Prior terrestrial cosmogenic ^{10}Be surface exposure ages of the erratic blocks and chronological model of deglaciation and lake regression. **A:** vertical distribution of the prior terrestrial cosmogenic ^{10}Be surface exposure ages of the erratic blocks. **B:** probability density function of prior and posterior dates. The earliest ^{14}C age of megafaunal material from Cerro Benitez (Martin et al., 2013) is featured for purpose of comparison, despite it is not included in the relative chronological model. **C:** modelled variations of the lake level through the deglaciation and chronology of the Late Pleistocene megafaunal and human occupation. HDPI: High Density Probability Interval. MAP: Maximum A posteriori Probability.

Table 6
Prior ages and posterior age distributions obtained with the chronological modelling software ChronoModel v2.0.18 (https://github.com/Chronomodel/chronomodel; Lanos and Philippe, 2015; Lanos and Dufresne, 2019). MAP: Maximum A posteriori Probability; HDPI: High Density Probability Interval.

Sample	Prior age (ka)	Event	MAP (ka B2k)	Mean (ka B2k)	σ (ka B2k)	HPDI 95% (ka B2k)
CRB17-08	33.9 ± 1.8	Ice downwasting <504 m a.s.l.	36.9	38.6	3.9	32.6–47.1
CRB17-07	35.1 ± 2.4	Ice downwasting <395 m a.s.l.	35.6	35.9	2.2	31.7–40.3
CRB17-06	37.1 ± 2.4	Ice downwasting <314 m a.s.l.	34.2	34.1	2.2	29.8–38.4
CRB17-09	33.8 ± 1.9	Ice downwasting <218 m a.s.l.	31.9	31.3	2.6	25.7–36.1
CRB17-10	20.5 ± 1.6	Lake regression <148 m a.s.l.	21.7	22.7	2.3	18.7–27.7
CRB17-02	17.7 ± 2.9	Lake regression <147 m a.s.l.	20.0	20.5	1.6	17.6–23.7
CRB17-11	16.8 ± 1.2	Lake regression <143 m a.s.l.	18.6	19.0	1.1	16.9–21.2
CRB17-01	17.1 ± 1.0	Lake regression <142 m a.s.l.	18.0	18.2	0.9	16.4–20.0
CRB17-04	21.3 ± 1.6	Lake regression <140 m a.s.l.	17.5	17.6	0.9	15.9–19.4
CRB17-05	19.4 ± 1.5	Lake regression <136 m a.s.l.	16.9	16.9	0.8	15.4–18.5
CRB17-14	17.8 ± 1.0					
Pantano Dumestre core (Sagredo et al., 2011)	15.2–15.6 cal. BP	Lake regression <77 m a.s.l.	15.4	15.4	0.2	15.0–15.7

inputs from paraglacial scarps with a height of several hundred meters, possibly in addition with glaciofluvial material from the Cerro Mocho cirque. In contrast, the ice margin bordering the southern side of Cerro Benítez was in contact with smaller paraglacial scarps, up to 50 m high, and lacked a significant lateral tributary drainage basin.

5.3. Regression of Lago Consuelo

Following the demise of the Última Esperanza ice lobe, the lithosphere underwent a post-glacial isostatic rebound. Uplift increased westward as a result of the former ice thickness gradient. Hence, the lake basin tilted eastward (Sagredo et al., 2011; Stern

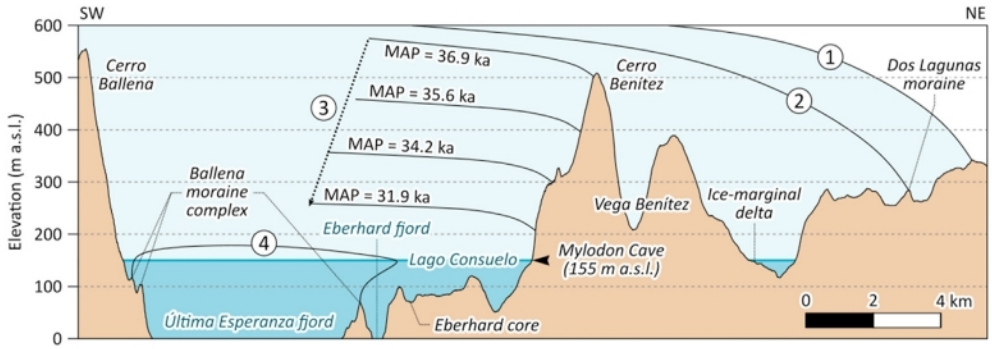


Fig. 10. Elevation profile of the Última Esperanza fjord and Cerro Benítez and reconstruction of the ice sheet thickness and outermost position through the last glaciation. **1:** Río Turbio advance, 45.7 ka (García et al., 2018). The Última Esperanza ice lobe reaches its maximal extent. **2:** Arauco advance, 34.7 ± 1.9–37.8 ± 4.2 ka (Sagredo et al., 2011). The Última Esperanza ice lobe covers Cerro Benítez and deposits the Dos Lagunas moraine, 300 m a.s.l., 5 km to the east. **3:** Ice downwasting. The Última Esperanza ice lobe divides, leaving Cerro Benítez as a nunatak. An ice-marginal delta deposits in Lago Consuelo at the eastern extremity of Cerro Benítez, 155 m a.s.l. **4:** Ballena advance. The northern tributary of the Última Esperanza ice lobe experiences a restricted readvance, and deposits the Ballena moraine complex, 5 km west of Cerro Benítez. The demise of the Última Esperanza ice lobe leaves Cerro Benítez as an island.

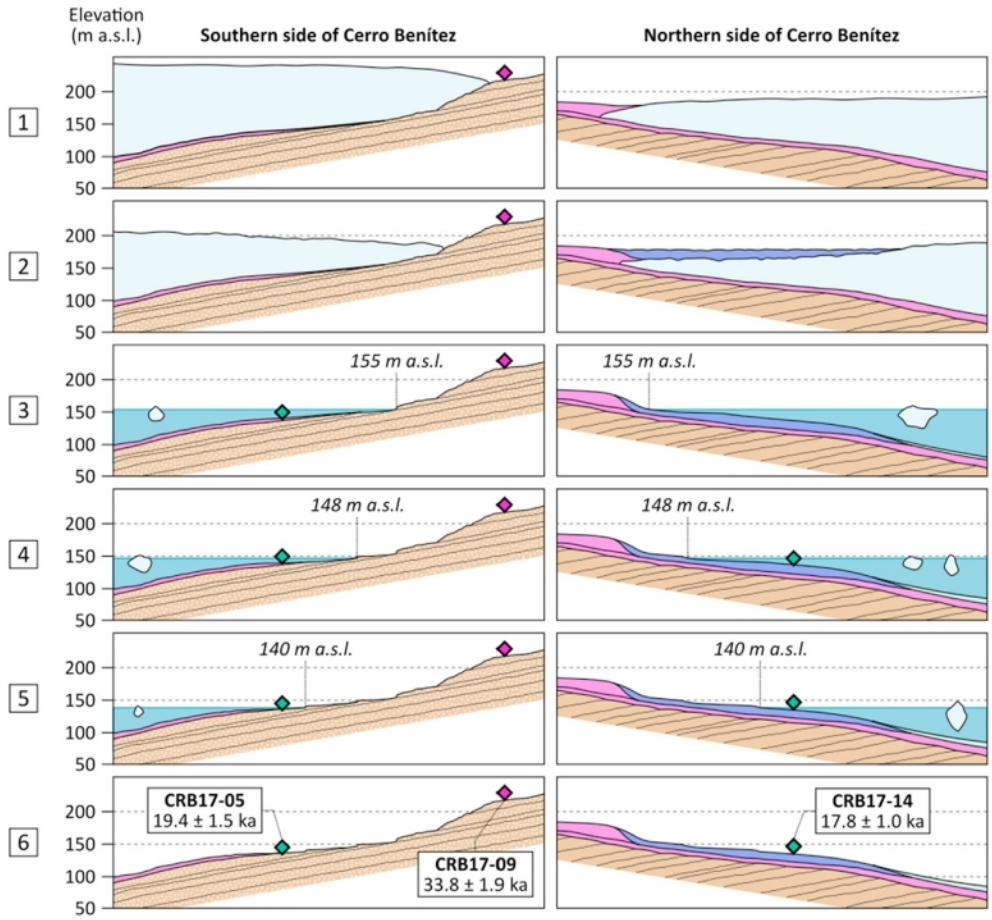


Fig. 11. Hypothetical cross sections of the southern and northern sides of Cerro Benítez through the deglaciation. **1–2:** ice downwasting in the aftermath of the Arauco advance. Till and glaciofluvial deposits accumulate at the ice margin. **3–5:** definitive retreat of the ice margin and expansion of Lago Consuelo. A lacustrine erosional platform develops on bedrock and superficial deposits. Three regressive palaeoshorelines form 155, 148 and 140 m a.s.l. as the lake level gradually falls. Glaciolacustrine deposits accumulate at the bottom of the lake. **6:** drainage of Lago Consuelo.

et al., 2011). Considering that the lake's outlet was located at the eastern extremity of the lake basin (Fig. 1), the tilting of the lake basin caused a forced regression (Teller, 2003). The chronological model suggests that the lake regression from 148 to 136 m a.s.l. occurred with a mean rate of 2.5 mm. a^{-1}. Is this rate suitable for a regressive phase controlled by post-glacial isostatic rebound?

Lange et al. (2014) reported from geodetic measurements, parallel to the modelled gradient of post-glacial isostatic rebound, an uplift of 2 ± 6 mm. a^{-1} in Cerro Benítez and 4 ± 2 to 6 ± 6 mm. a^{-1} in Lago Toro, 52 km to the north, representing a mean differential uplift rate of 0.04–0.08 mm. a^{-1}. km^{-1}. Considering that the initial phase of regression occurred at a constant relative outlet lake level,

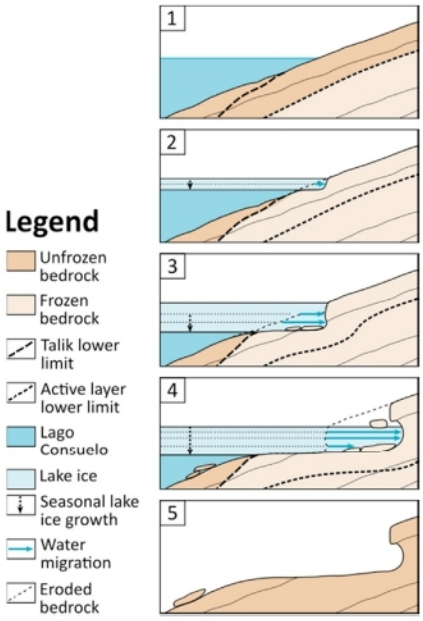


Fig. 12. Model of periglacial lacustrine erosional platform development in Cerro Benítez, adapted from Matthews et al. (1986). **1:** summer. The lake surface and the active layer of the permafrost are unfrozen. **2.** early winter. Seasonal freezing of the lake surface and active layer causes the migration of lake water toward the frozen ground. The growth of segregation ice at the interface between frozen and unfrozen ground promotes frost-shattering, initiating the development of a notch. **3.** late winter. The notch expands downwards as the lake ice thickens. **4:** repeated seasonal freezing cycles and clearing of the debris by the lake ice drift cause the development of a planation surface. An overhanging visor may form if the notch intercepts a stratification plane. **5:** inherited platform after the fall of the lake level and the melt of the permafrost.

the modelled regression rate of 2.5 mm. a^{-1} in Cerro Benítez represents a differential uplift rate with the lake's outlet, 58 km to the east, of 0.04 mm. a^{-1}. km^{-1}. This result fits well with the present-day differential uplift rate measured by Lange et al. (2014) between Cerro Benítez and Lago Toro. Considering that the present-day elevation of the lake's outlet is 135 m a.s.l., the differential uplift rate must have been negligible since the lake level reached this elevation in Cerro Benítez.

The retreat of the ice margin and the subsequent expansion of Lago Consuelo caused the cessation of ice-marginal sedimentation and the onset of lakeshore erosion and glaciolacustrine sedimentation. Previous authors assumed waves as the main erosional agent on the platform (Feruglio, 1950; Sagredo et al., 2011; Stern et al., 2011). In contrast, several authors have proposed frost-shattering as a major erosional process on periglacial lakeshores, with waves playing a secondary role as a transporting agent of debris only (Matthews et al., 1986; Dawson et al., 1987; Shakesby and Matthews, 1987; Ryder, 1991; Aarseth and Fossen, 2004). Matthews et al. (1986) proposed a model of development for lacustrine erosional platform involving the triple action of segregation ice, lake water migration and lake ice. As the freezing interval expands into the ground, the growth of segregation ice causes the migration of lake water through the bedrock toward the freezing plane. Maximal water supply at the interface between lake and bedrock promotes optimal frost-shattering. A planation surface therefore develops within the freezing depth interval. Frost-shattered debris are removed by drifting lake ice when the lake's surface starts to thaw, and eventually by waves. During the global LGM, permafrost covered Patagonia south of 48°S (Trombotto, 2011). Hence, growth of segregation ice must have occurred annually within the active layer of the permafrost as the ground freezing front reached the lake water freezing front (Fig. 12). Mean erosion rates of two Holocene periglacial lacustrine platforms carved on gabbros have been estimated at 2.6 to 4.4 and 2.2 cm. a^{-1}, respectively (Matthews et al., 1986; Shakesby and Matthews, 1987). Chronological modelling predicts that lake regression from 148 to 140 m a.s.l. most probably occurred in 4200 years (Table 6). Within such a time interval, erosional rates estimated by Matthews et al. (1986) and Shakesby and Matthews (1987) would produce a 92–185 m wide platform. These dimensions fits well with the actual distance separating the 148 from the 140 m a.s.l. palaeoshorelines, which ranges from 50 m, in the Mylodon Labyrinth, to 200 m, on the south-western side of Cerro Benítez. The lateral variability of the platform width might be explained by lithological contrasts. Indeed, erosion rate is expected higher on sandstone and mudstone than conglomerate, considering that sandstone and mudstone are more finely bedded and, therefore, less resistant to frost-shattering.

Table 7
Synthetic chronology of the Última Esperanza ice lobe advances and retreats and the regression of Lago Consuelo in Cerro Benítez, during the last glaciation. Dates from this study refer to the MAP obtained from chronological modelling (Table 6).

Date	Event	Local ice-dammed lake level	Erosional landforms	Superficial deposits	Accessibility of Cerro Benítez to the megafauna
45.7 ka (García et al., 2018)	Río Turbio advance	–	–	–	Subglacial bed
34.7 ± 1.9–37.8 ± 4.2 ka (Sagredo et al., 2011)	Arauco advance	–	–	–	
36.9 to 31.9 ka cal. B2k (this study)	Ice downwasting	155 m a.s.l.	Roches moutonnées Subglacial meltwater channels	Till Glaciofluvial deposits Ice-marginal delta	Nunatak
Between 31.9 and 16.9 ka cal. B2k (this study)	Glacial readvance in the Última Esperanza fjord	155 m a.s.l.	Lacustrine erosional platform	Delta Glaciolacustrine deposits	Island
21.7 to 16.9 cal B2k (this study)	Slow lake regression controlled by post-glacial isostatic rebound	155 to 136 m a.s.l.	Paraglacial slopes		
17.9–18.3 ka cal. BP (Martin et al., 2013)	Earliest evidence of magafaunal presence in Cerro Benítez	143-140 m a.s.l.			
16.9 to 15.4 ka cal. B2k (Sagredo et al., 2011; this study)	Fast lake regression controlled by the drainage reversal to the Magellan lake	136 to 77 m a.s.l.	Gullies	Alluvial fans	Cerro Benítez connects to Sierra Dorotea as the ice-dammed lake level falls below 115 m a.s.l.

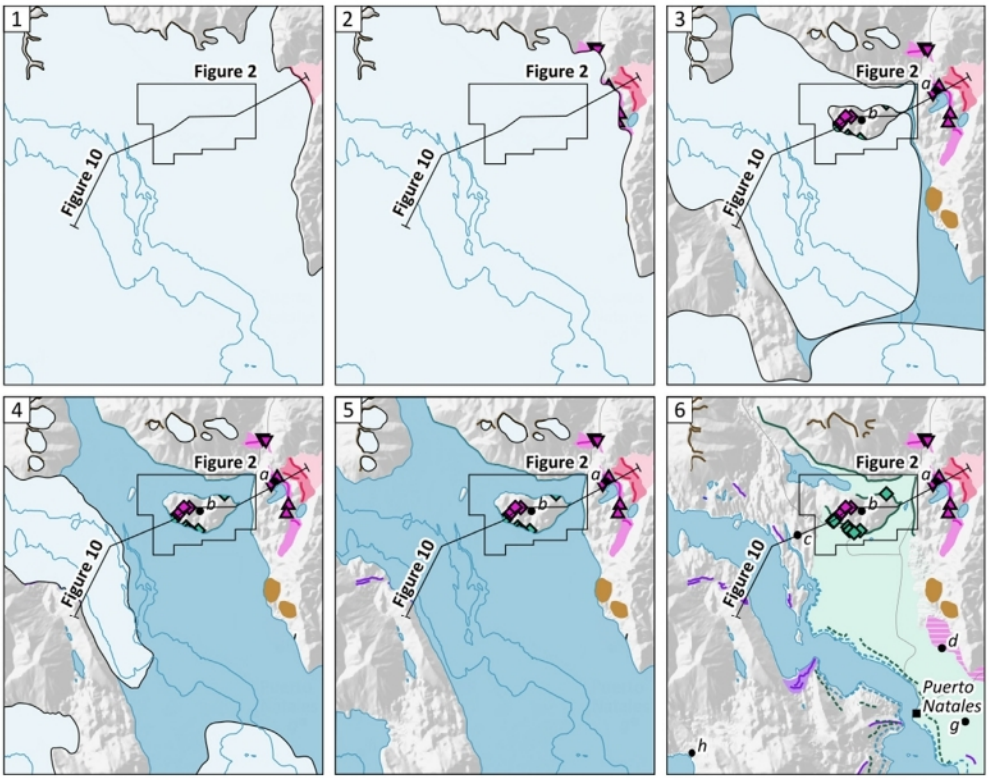


Fig. 13. Reconstruction of the fluctuations of the grounded ice and ice-dammed lake extent in the area of the Última Esperanza fjord through the last glaciation. The position of the grounded ice margin is hypothetical in the areas lacking of moraine ridges. **1:** Río Turbio advance, 45.7 ka (García et al., 2018). The Última Esperanza ice lobe reaches its maximal extent. **2:** Arauco advance, 34.7 ± 1.9–37.8 ± 4.2 ka (Sagredo et al., 2011). The Última Esperanza ice lobe covers Cerro Benítez and deposits the Dos Lagunas moraine, 300 m a.s.l., 5 km to the east. **3:** ice margin retreat. The Última Esperanza ice lobe divides, leaving Cerro Benítez as a nunatak. An ice-marginal delta deposits in Lago Consuelo at the eastern extremity of Cerro Benítez, 155 m a.s.l. **4:** Ballena advance. The northern tributary of the Última Esperanza ice lobe experiences a restricted readvance, and deposits the Ballena moraine complex, 5 km west of Cerro Benítez. The demise of the Última Esperanza ice lobe leaves Cerro Benítez as an island. The deglaciation of the Prat valley causes the drainage of Lago Tehuelche to Lago Consuelo. **5:** ice margin retreat. **6:** present. Lago Consuelo and the Magallanes lake eventually drained to the Pacific ocean.

The lake regression to 77 m a.s.l. was caused by the drainage reversal to the Magellan lake (Stern et al., 2011; Kilian et al., 2013). Chronological modelling suggests a minimum date of lake regression from 77 m a.s.l. at *ca.* 15.4 ka (HDPI = 15.0–15.7 ka). Hence, the regression from 136 to 77 m a.s.l. must have occurred in less than 1500 years (Fig. 9C).

Previous authors hypothesised that megafauna started to colonise Cerro Benítez as it connected to the mainland (Stern et al., 2011; Villavicencio et al., 2016). This would imply that the lake level had already dropped below 115 m a.s.l., according to our DSM. However, chronological modelling indicates that the MAP of the lake regression from 136 m a.s.l. occurred at 16.9 ka cal. B2k, *ca.* 1000 years after the earliest evidence of megafaunal presence in Cerro Benítez at 17.9–18.3 ka cal. BP. At that time, the lake level was most probably between 140 and 143 m a.s.l. (Fig. 9C). In this case, megafauna would have colonised Cerro Benítez as an island, either by swimming across the lake or walking on lake ice. Considering that the HDPI of the lake regression event from 136 m a.s.l. completely overlaps the 2σ probability interval of the earliest ^{14}C age of megafaunal material, neither of the two hypotheses can be strictly ruled out based on chronological modelling only. Alternatively, the answer could arise in the future from a better understanding of the cave sedimentary sequences. Specifically, the hypothesis of an early colonisation of Cerro Benítez could be tested based on a quantitative description of the faunal assemblages coupled with a robust depositional age model, by determining whether faunal changes are likely to reflect changes in the accessibility of the caves, or not.

6. Conclusion

We propose a detailed chronological reconstruction of the demise of the Patagonian Ice Sheet in the area of Cerro Benítez and the regression of Lago Consuelo, summarised in Table 7 and Fig. 13. This reconstruction relies on chronological modelling based on terrestrial cosmogenic ^{10}Be surface exposure dating. Modelled ages must be interpreted cautiously, considering that they are calculated based on a hypothetical relative chronology postulating that the surface exposure ages primarily date the lowering of the glacier's surface and emergence of erratic blocks, respectively. Despite this initial uncertainty, our chronological model is independently consistent with the results from sevaral previously published works, namely the existing ^{10}Be chronology of the local glacial advances, the local uplift rate, and the erosion rate of Holocene periglacial, lacustrine erosional platforms. Hence, following Thorndycraft et al. (2019), our results confirm that the use of chronological modelling to unravel sets of absolute dates with high uncertainties, but robust relative chronological relations, can enhance the chronological reconstruction of deglaciation.

Chronological modelling suggests that Cerro Benítez was totally covered by the Última Esperanza ice lobe until 36.9 ka. The ice lobe then locally thinned by 300 m in 5000 years, leaving Cerro Benítez as a nunatak above 218 m a.s.l. Identification a new moraine complex, the Ballena moraine complex, indicates that the ice margin subsequently readvanced to 5 km east of Cerro Benítez, 50 km from its MIS 3 outermost position. This confirms that the Patagonian Ice Sheet underwent a significant decrease in extent

prior to the global LGM, as well as other mid-latitude outlet glaciers of the Southern Hemisphere, and in agreement with the conclusions of Davies et al. (2020) and Denton et al. (2021).

The final retreat of the Última Esperanza ice lobe involved a rapid transition from a subglacial to a glaciolacustrine environment between 31.9 and 21.7 ka. The cessation of the ice-marginal sedimentary inputs exposed glacial and glaciofluvial deposits to lakeshore erosion. Periglacial conditions promoted the development of a lacustrine erosional platform on bedrock and superficial deposits between 130 and 155 m a.s.l. The lake regression occurred in two distinct phases. The first phase was slow (2.5 mm. a^{-1}) and was controlled by the tilting of the lake basin due to differential isostatic rebound between Cerro Benítez and the lake's outlet. The earliest evidence of megafaunal presence in Cerro Benítez, at 17.9–18.3 ka cal. BP, suggests megafaunal colonisation of Cerro Benítez as an island, as the erosional platform isostatically emerged with the caves and rock shelters. The second phase of lake regression was triggered by the drainage reversal of Lago Consuelo to the Magellan lake and occurred between 16.9 and 15.4 ka, some 3000 years before the earliest evidence of human presence in the area.

Author contribution

Igor Girault: Writing, Chronological modelling, Geomorphological mapping, Fieldwork; Dominique Todisco: Fieldwork, Supervision; Attila Çiner: Surface exposure dating, Fieldwork; Mehmet Akif Sarıkaya: Surface exposure dating, Fieldwork; Cengiz Yıldırım: Surface exposure dating, Fieldwork; Amélie Quiquerez: Digital Surface Model, Fieldwork; Fabiana Martin: Fieldwork, Supervision; Luis Borrero: Fieldwork, Supervision; Derek Fabel: Surface exposure dating; Philippe Grandjean: Drone photography, Fieldwork; Carole Nehme: Fieldwork, Supervision; Damase Mouralis: Fieldwork, Supervision.

Declaration of competing interest

We wish to confirm that there are no known conflicts of interest associated with this publication and there has been no significant financial support for this work that could have influenced its outcome.

Acknowledgments

This work was funded by the Chilean FONDECYT (projects 1150845 and 1180272), the French CNRS (PICS GEOCEBE), the Istanbul Technical University (research project TGA-2017-40610), a PhD studentship from the university of Rouen awarded to I.G. and a mobility grant from the French Institut des Amériques awarded to I.G. Pléiades satellite images were acquired from Airbus DS Geo via Dinamis. We acknowledge Valentina García Huidobro Mery, Yiara Vela-Ruiz Figueroa, Florentina Pérez Martin, Erik Lukoviek and José Díaz Tavie for their assistance on the field, Céline Colange and Olivier Gillet for their assistance to collect and process the satellite images, Kim Genuite for his help in using Chronomodel and Joël Rodet for our scientific exchanges. We gratefully thank the CONAF, Ciro Barría, Alejandra Olivares, Rodrigo Rodríguez and the other guards of the Mylodon Cave Natural Monument for their hospitality and assistance during our fieldwork, and Ernesto Helmer, Francisca Helmer, Jorge Canales Helmer and Mario Margoni for their permission to work on their properties. We thank Juan-Luis Garcia and Varyl Thorndycraft for their helpful review.

References

Aarseth, I., Fossen, H., 2004. A Holocene lacustrine rock platform around Storavatnet, Osterøy, western Norway. Holocene 14 (4), 589–596.
Anderson, J., Shipp, S., Lowe, A., Wellner, J., Mosola, A., 2002. The Antarctic Ice Sheet during the LGM and its subsequent retreat history. Quat. Sci. Rev. 21, 49–70.
Balco, G., Stone, J.O., Lifton, N.A., Dunai, T.J., 2008. A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from 10Be and 26Al measurements. Quat. Geochronol. 3, 174–195.
Ballantyne, C.K., 2002. Paraglacial geomorphology. Quat. Sci. Rev. 21 (18–19), 1935–2017.
Bendle, J.M., Thorndycraft, V.R., Palmer, A.P., 2017a. The glacial geomorphology of the Lago buenos aires and Lago pueyrredon ice lobes of central Patagonia. J. Maps 13, 654–673.
Bendle, J.M., Palmer, A.P., Thorndycraft, V.R., Matthews, I.P., 2017b. High-resolution chronology for deglaciation of the Patagonian ice sheet at Lago Buenos Aires (46.5° S) revealed through varve chronology and Bayesian age modelling. Quat. Sci. Rev. 177, 314–338.
Bennett, M., Doyle, P., Mather, A., 1996. Dropstones: their origin and significance. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 121, 331–339.
Boex, J., Fogwill, C., Harrison, S., Glasser, N.F., Hein, A., Schnabel, C., Xu, S., 2013. Rapid thinning of the late Pleistocene patagonian ice sheet followed migration of the southern westerlies. Sci. Rep. 3, 2118.
Borchers, B., Marrero, S., Balco, G., Caffee, M., Goehring, B., Lifton, N., Nishiizumi, K., Phillips, F., Schaefer, J., Stone, J., 2016. Geological calibration of spallation production rates in the CRONUS-Earth project. Quat. Geochronol. 31, 188–198.
Borrero, L.A., Martin, F., 2012. Taphonomic observations on ground sloth bone and dung from Cueva del Milodón, Ultima Esperanza, Chile: 100 years of research history. Quat. Int. 278, 3–11.
Brodzikowski, K., van Loon, A.J., 1987. Glacigenic sediments. Earth Sci. Rev. 24, 297–381.
Caldenius, C., 1932. Las glaciaciones cuaternarias en Patagonia y Tierra del Fuego. Geogr. Ann. 14, 1–164.
Chandler, B.M.P., Lovell, H., Boston, C.M., Lukas, S., Barr, I.D., Benediktsson, Í.Ö., Benn, D.I., Clark, C.D., Darvill, C.M., Evans, D.J.A., Ewertowski, M.W., Loibl, D., Margold, M., Otto, J.-C., Roberts, D.H., Stokes, C.R., Storrar, R.D., Stroeven, A.P., 2018. Glacial geomorphological mapping: a review of approaches andframeworks for best practice. Earth Sci. Rev. 185, 806–846.
Chiverrell, R., Foster, G., Thomas, G., Marshall, P., Hamilton, W., 2009. Robust chronologies for landform development. Earth Surf. Process. Landforms 34, 319–328.
Clark, P., Dyke, A., Shakun, J., Carlson, A., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J., Hostetler, S., McCabe, A., 2009. The Last Glacial Maximum. Science 325, 710–714.
Darvill, C.M., Stokes, C.R., Bentley, M.J., Lovell, H., 2014. A glacial geomorphological map of the southernmost ice lobes of Patagonia: the bahia inutil-san sebastian, magellan, Otway, skyring and Rio Gallegos lobes. J. Maps 10, 500–520.
Darvill, C.M., Bentley, M.J., Stokes, C.R., 2015a. Geomorphology and weathering characteristics of erratic boulder trains on Tierra del Fuego, southernmost South America: implications for dating of glacial deposits. Geomorphology 228, 382–397.
Darvill, C.M., Bentley, M.J., Stokes, C.R., Hein, A.S., Rodes, A., 2015b. Extensive MIS 3 glaciation in southernmost Patagonia revealed by cosmogenic nuclide dating of outwash sediments. Earth Planet Sci. Lett. 429, 157–169.
Darvill, C.M., Bentley, M.J., Stokes, C.R., Shulmeister, J., 2016. The timing and cause of glacial advances in the southern mid-latitudes during the last glacial cycle based on a synthesis of exposure ages from Patagonia and New Zealand. Quat. Sci. Rev. 149, 200–214.
Davies, B., 2021. Dating glacial landforms II: radiometric techniques. In: Haritashya, U. (Ed.), Cryospheric Geomorphology. Treatise on Geomorphology, second ed. Elsevier.
Davies, B., Glasser, N., 2012. Accelerating shrinkage of patagonian glaciers from the little ice age (~AD 1870) to 2011. J. Glaciol. 58 (212), 1063–1084.
Davies, B.J., Thorndycraft, V.R., Fabel, D., Martin, J.R.V., 2018. Asynchronous glacier dynamics during the antarctic cold reversal in central Patagonia. Quat. Sci. Rev. 200, 287–312.
Davies, B.J., Darvill, C.M., Lovell, H., Bendle, J.M., Dowdeswell, J.A., Fabel, D., García, J.-L., Geiger, A., Glasser, N.F., Gheorghiu, D.M., Harrison, S., Hein, A.S., Kaplan, M.R., Martin, J.R.V., Mendelova, M., Palmer, A., Pelto, M., Rodés, Á., Sagredo, E.A., Smedley, R.K., Smellie, J.L., Thorndycraft, V.R., 2020. The evolution of the Patagonian Ice Sheet from 35 ka to the present day (PATICE). Earth Sci. Rev. 204, 1–77.
Dawson, A.G., Matthews, J.A., Shakesby, R.A., 1987. Rock platform erosion on periglacial shores: a modern analogue for Pleistocene rock platforms in Britain. In: Boardman, J. (Ed.), Periglacial Processes and Landforms in Britain and Ireland, pp. 173–182.
Denton, G.H., Putnam, A.E., Russell, J.L., Barrell, D.J.A., Schaefer, J.M., Kaplan, M.R., Strand, P.D., 2021. The Zealandia Switch: ice age climate shifts viewed from Southern Hemisphere moraines. Quat. Sci. Rev. 257, 106771.
Dionne, J.-C., 1979. Ice action in the lacustrine environment. A review with particular reference to subarctic Quebec, Canada. Earth Sci. Rev. 15, 185–212.

Doughty, A.M., Schaefer, J.M., Putnam, A.E., Denton, G.H., Kaplan, M.R., Barrell, D.J.A., Andersen, B.G., Finkel, R.C., Schwartz, R., 2015. Mismatch of glacier extent and summer insolation in Southern Hemisphere mid-latitudes. Geology 43 (5), 407–410.
Emperaire, G., Laming, A., 1954. La grotte du Mylodon (Patagonie occidentale). J. Soc. des Américanistes 43, 173–206.
Evans, D.J.A. (Ed.), 2003. Glacial Landsystems. Hodder Arnold, London, pp. 544–p.
Evans, D.J.A., Benn, D.I., 2004. Facies description and the logging of sedimentary exposures. In: Evans, D.J.A., Benn, D.I. (Eds.), A Practical Guide to the Study of Glacial Sediments, pp. 11–51.
Evans, D.J.A., Phillips, E.R., Hiemstrac, J.F., Auton, C.A., 2006. Subglacial till: Formation, sedimentary characteristics and classification. Earth Sci. Rev. 78, 115–176.
Fabel, D., Small, D., Miguens-Rodriguez, M., Freeman, S.P.H.T., 2010. Cosmogenic nuclide exposure ages from the 'parallel roads' of glen Roy, scotland. J. Quat. Sci. 25, 597–603.
Feruglio, E., 1950. Descripción geológica de la Patagonia. Tomo III. Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires, pp. 207–218.
Fosdick, J., Romans, B.W., Fildani, A., Bernhardt, A., Calderón, M., Graham, S.A., 2011. Kinematic evolution of the Patagonian retroarc fold-and-thrust belt and Magallanes foreland basin, Chile and Argentina, 51°30'S. Geol. Soc. Am. Bull. 123, 1679–1698.
Fountain, A.G., Walder, J.S., 1998. Water flow through temperate glaciers. Rev. Geophys. 36 (3), 299–328.
García, J.L., Hall, B.L., Kaplan, M.R., Vega, R.M., Strelin, J.A., 2014. Glacial geomorphology of the Torres del Paine region (southern Patagonia): implications for glaciation, deglaciation and paleolake history. Geomorphology 204, 599–616.
García, J.L., Hein, A.S., Binnie, S.A., Gomez, G.A., Gonzalez, M.A., Dunai, T.J., 2018. The MIS 3 maximum of the Torres del Paine and Última Esperanza ice lobes in Patagonia and the pacing of southern mountain glaciation. Quat. Sci. Rev. 185, 9–26.
Genuite, K., Delannoy, J.J., Bahain, J.J., Gresse, M., Jaillet, S., Philippe, A., Pons-Branchu, E., Revil, A., Voinchet, P., 2021. Dating the landscape evolution around the Chauvet-Pont d'Arc cave. Sci. Rep. 11, 8944.
Gersonde, R., Crosta, X., Abelmann, A., Armand, L., 2005. Sea-surface temperature and sea ice distribution of the Southern Ocean at the EPILOG Last Glacial Maximum—a circum-Antarctic view based on siliceous microfossil records. Quat. Sci. Rev. 24 (7–9), 869–896.
Glasser, N.F., Bennett, M.R., 2004. Glacial erosional landforms: origins and significance for palaeoglaciology. Prog. Phys. Geogr.: Earth Environ. 28 (1), 43–75.
Glasser, N.F., Hambrey, M.J., 1998. Subglacial meltwater channels at Thurstaston Hill, Wirral and their significance for Late Devensian ice sheet dynamics. Proc. Geologists' Assoc. 109, 139–148.
Glasser, N., Jansson, K., 2008. The glacial map of southern south America. J. Maps 4, 175–196.
Glasser, N.F., Jansson, K.N., Harrison, S., Klemen, J., 2008. The glacial geomorphology and Pleistocene history of Southern South America between 38°S and 56°S. Quat. Sci. Rev. 27, 365–390.
Gosse, J.C., Phillips, F.M., 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. Quat. Sci. Rev. 20, 1475–1560.
Greenwood, S., Clark, C., Hughes, A., 2007. Formalising an inversion methodology for reconstructing ice-sheet retreat patterns from meltwater channels: application to the British Ice Sheet. J. Quat. Sci. 22, 637–645.
Hauthal, R., 1899. I: reseña de los hallazgos en las cavernas de Última Esperanza. In: Hauthal, R., Roth, S., Lehmann-Nitsche, R. (Eds.), El mamífero misterioso de la Patagonia "Grypotherium domesticum", vol. 9. Revista del Museo de La Plata, pp. 411–420.
Hogg, A., Heaton, T., Hua, Q., Palmer, J., Turney, C., Southon, J., Bayliss, A., Blackwell, P.G., Boswijk, G., Ramsey, C.B., Pearson, C., Petchey, F., Reimer, P., Reimer, R., Wacker, L., 2020. SHCal20 southern Hemisphere calibration, 0-55,000 Years cal BP. Radiocarbon 62 (4), 759–778.
Hubbard, S.M., Romans, B.W., Graham, S.A., 2007. An outcrop example of large-scale conglomeratic intrusions sourced from deep-water channel deposits, Cerro Toro Formation, Magallanes Basin, southern Chile. In: Hurst, A., Cartwright, J. (Eds.), Sand Injectites: Implications for Hydrocarbon Exploration and Production, vol. 87. American Association of Petroleum Geologists Bulletin Memoir, pp. 199–207.
Hubbard, S.M., Romans, B.W., Graham, S.A., 2008. Deep-water foreland basin deposits of the Cerro Toro Formation, Magallanes Basin, Chile: architectural elements of a sinuous basin axial channel belt. Sedimentology 55, 1333–1359.
Kaplan, M.R., Ackert, R.P., Singer, B.S., Douglass, D.C., Kurz, M.D., 2004. Cosmogenic nuclide chronology of millennial-scale glacial advances during O-isotope Stage 2 in Patagonia. Geol. Soc. Am. Bull. 116, 308–321.
Kaplan, M.R., Coronato, A., Hulton, N.R.J., Rabassa, J.O., Stone, J.O., Kubik, P.W., 2007. Cosmogenic nuclide measurements in southernmost South America and implications for landscape change. Geomorphology 87, 284–301.
Kaplan, M.R., Strelin, J.A., Schaefer, J.M., Denton, G.H., Finkel, R.C., Schwartz, R., Putnam, A.E., Vandergoes, M.J., Goehring, B.M., Travis, S.G., 2011. In-situ cosmogenic 10Be production rate at Lago Argentino, Patagonia: implications for late-glacial climate chronology. Earth Planet Sci. Lett. 309, 21–32.
Kilian, R., Baeza, O., Breuer, S., Rios, F., Arz, H., Lamy, F., Wirtz, J., Baque, D., Korf, P., Kremer, K., Ríos, C., Mutschke, E., Simon, M., De Pol-Holz, R., Arevalo, M., Wörner, G., Schneider, C., Casassa, G., 2013. Late glacial and Holocene paleogeographical and paleoecological evolution of the seno skyring and Otway fjord systems in the magellan region. An. Inst. Patagonia 41, 5–26.
Korschinek, G., Bergmaier, A., Faestermann, T., Gerstmann, U.C., Knie, K., Rugel, G., Wallner, A., Dillmann, I., Dollinger, G., Lierse von Gostomski, C., Kossert, K., Maiti, M., Poutivtsev, M., Remmert, A., 2010. A new value for the half-life of 10Be by Heavy-Ion Elastic Recoil Detection and liquid scintillation counting. Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. Sect. B Beam Interact. Mater. Atoms 268 (2), 187–191.
Labarca, E.R., Prieto, I.A., 2009. Osteometria de Vicugna vicugna Molina, 1782 en el Pleistoceno final de Patagonia meridional chilena: implicancias paleoecologicas y biogeograficas. Rev. Mus. Antropol. 2, 127–140.
Lange, H., Casassa, G., Ivins, E., Schröder, L., Fritsche, M., Richter, A., Groh, A., Dietrich, R., 2014. Observed crustal uplift near the Southern Patagonian Icefield constrains improved viscoelastic Earth models. Geophys. Res. Lett. 41. https://doi.org/10.1002/2013GL058419.
Lanos, P., Dufresne, P., 2019. ChronoModel Version 2.0 User Manual, p. 84.
Lanos, P., Philippe, A., 2015. Hierarchical Bayesian Modeling for Combining Dates in Archaeological Context, p. 17.
Lifton, N., Sato, T., Dunai, T.J., 2014. Scaling in situ cosmogenic nuclide production rates using analytical approximations to atmospheric cosmic-ray fluxes. Earth Planet Sci. Lett. 386, 149–160.
Martin, F.M., Borrero, L.A., 2017. Climate change, availability of territory, and late Pleistocene human exploration of ultima Esperanza, south Chile. Quat. Int. 428, 86–95.
Martin, F.M., San Román, M., Morello, F., Todisco, D., Prevosti, F.J., Borrero, L.A., 2013. Land of the ground sloths: recent research at cueva Chica, ultima Esperanza, Chile. Quat. Int. 305, 56–66.
Martin, F., Todisco, D., Rodet, J., San Roman, M., Morello, F., Prevosti, F., Stern, C., Borrero, L.A., 2015. Nuevas excavaciones en Cueva del Medio. procesos de formacion de la cueva y avances en los estudios de interaccion entre cazadores recolectores y fauna extinta (Pleistoceno final, Patagonia meridional). Magallania 43, 165–189.
Martinic, M., 1996. La Cueva del Milodón: historia de los hallazgos y otros sucesos. Relación de los estudios realizados a lo largo de un siglo (1895-1995). An. Inst. Patagonia 24, 43–80.
Matthews, J.A., Dawson, A.G., Shakesby, R.A., 1986. Lake shoreline development, frost weathering and rock platform erosion in an alpine periglacial environment, Jotunheimen, southern Norway. Boreas 15 (1), 33–50.
Martin, F.M., Borrero, L.A., Prevosti, F.J., Todisco, D., Girault, I., San Román, M., Morello, F., García-Huidobro, V., Stern, C.R. Late Pleistocene Faunal Evidences at Cerro Benitez, Ultima Esperanza, Chile: Colonization, Occupation and Extinction. (submitted for publication).
Moreno, F.P., 1899. Explorations in Patagonia. Geogr. J. 14 (3), 241–269.
Nami, H.G., 1985-1986. Excavación arqueológica y hallazgo de una punta cola de pescado Fell 1 en la cueva del Medio. An. Inst. Patagonia 16, 103–109.
Nami, H.G., Nakamura, T., 1995. Cronología radiocarbonica con AMS sobre muestras de huesos procedentes del sitio Cueva del Medio (Ultima Esperanza, Chile). An. Inst. Patagonia 32, 125–133.
Nordenskjöld, O., 1899. Wissenschaftliche Ergebnisse der Schwedischen Expedition nach den Magellansländern 1895-1897. Bd. I. Geologie, Geographie und Anthropologie. P.A. Norstedt & söner, p. 256.
Prieto, A., 1991. Cazadores tempranos y tardios en Cueva del Lago Sofía 1. An. Inst. Patagonia 20, 75–99.
Romans, B.W., Fildani, A., Hubbard, S.M., Covault, J.A., Fosdick, J.C., Graham, S.A., 2011. Evolution of deep-water stratigraphic architecture, Magallanes Basin, Chile. Mar. Petrol. Geol. 28, 612–628.
Ryder, J.M., 1991. Geomorphological processes associated with an ice-marginal lake at bridge glacier, British Colombia. Géogr. Phys. Quaternaire 45 (1), 35–44.
Sagredo, E.A., Moreno, P.I., Villa-Martinez, R., Kaplan, M.R., Kubik, P.W., Stern, C.R., 2011. Fluctuations of the Última Esperanza ice lobe (52°S), Chilean Patagonia, during the last glacial maximum and termination. Geomorphology 125, 92–108.
Sawagaki, T., Hirakawa, K., 1997. Erosion of bedrock by subglacial meltwater, soya coast, east Antarctica. Geogr. Ann. Phys. Geogr. 79 (4), 223–238.
Schaefer, J.M., Putnam, A.E., Denton, G.H., Kaplan, M.R., Birkel, S., Doughty, A.M., Kelley, S., Barrell, D.J.A., Finkel, R.C., Winckler, G., Anderson, R.F., Ninneman, U.S., Barker, S., Schwartz, R., Andersen, B.G., Schluechter, C., 2015. The southern glacial maximum 65,000 years ago and its unfinished termination. Quat. Sci. Rev. 114, 52–60.
Shakesby, R.A., Matthews, J.A., 1987. Frost weathering and rock platform erosion on periglacial lake shorelines: a test of a hypothesis. Nor. Geol. Tidsskr. 67, 197–203.
Solari, M., Le Roux, J., Hervé, F., Airo, A., Calderón, M., 2012. Evolution of the Great Tehuelche Paleolake in the Torres del Paine National Park of Chilean Patagonia during the Last Glacial Maximum and Holocene. Andean Geol. 39, 1–21.
Steele, J., Politis, G., 2009. AMS 14C dating of early human occupation of southern South America. J. Archaeol. Sci. 36, 419–442.
Stern, C.R., Moreno, P.I., Villa-Martinez, R., Sagredo, E.A., Prieto, A., Labarca, R., 2011. Evolution of ice-dammed proglacial lakes in Última Esperanza, Chile: implications from the late-glacial R1 eruption of Reclús volcano, Andean Austral Volcanic Zone. Andean Geol. 38 (1), 82–97.
Teller, J.T., 2003. Subaquatic landsystems: large proglacial lakes. In: Evans, D.J.A. (Ed.), Glacial Landsystems. Hodder Arnold, London, pp. 348–371.
Thorndycraft, V.R., Bendle, J.M., Benito, G., Davies, B.J., Sancho, C., Palmer, A.P., Fabel, D., Medialdea, A., Martin, J.R.V., 2019. Glacial lake evolution and Atlantic-Pacific drainage reversals during deglaciation of the Patagonian Ice Sheet. Quat. Sci. Rev. 203, 102–127.

Todisco, D., Rodet, J., Nehme, C., Martin, F., Borrero, L.A., 2018. Les cavités du Cerro Benitez (patagonie, Chili). Hypothèses génétiques glacio-karstiques. Karstologia 67, 31–42.
Trombotto, D., 2011. Geocryology of southern south America. In: Rabassa, J. (Ed.), Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego, Developments in Quaternary Sciences, vol. 11. Elsevier, Amsterdam, pp. 255–268.
van der Meer, J.J.M., Menzies, J., Rose, J., 2003. Subglacial till: the deforming glacier bed. Quat. Sci. Rev. 22, 1659–1685.
Villavicencio, N.A., Martin, F.M., Borrero, L.A., Barnosky, A.D., 2016. Combination of humans, climate, and vegetation change triggered Late Quaternary megafauna extinction in the Ultima Esperanza region, southern Patagonia, Chile. Ecography 39, 125–140.

Chapitre 4

L’origine glaciolacustre des grottes du Cerro Benítez dévoilée par la tomographie de résistivité électrique, associée à la modélisation 3D des cavités

1 Introduction

Le Cerro Benítez et la vallée du Lago Sofía abritent plusieurs dizaines de grottes et abris-sous-roches, dont certaines ont été occupées par l’Homme et la mégafaune au Pléistocène supérieur. Ces cavités s’ouvrent dans un substrat silicoclastique, la Formation Cerro Toro, et sont généralement caractérisées par un terminus aveugle. Les trois grottes principales (Cueva del Milodón, Cueva del Medio et Cueva Chica) atteignent un développement supérieure à 50 m.

L’origine de ces cavités intrigue les naturalistes depuis plus d’un siècle (Moreno, 1899). Lors de la dernière glaciation, le Cerro Benítez est intégralement recouvert par le lobe de glace d’Última Esperanza. Le recul du front glaciaire favorise ultérieurement le développement d’un lac proglaciaire entourant le Cerro Benítez, le Lago Consuelo (Figure 4.1). Les âges d’exposition des blocs erratiques déposés sur les versants du Cerro Benítez ainsi que sur la plateforme d’érosion lacustre indiquent que le retrait du lobe glaciaire se produit vers 31,9 ka, et l’abaissement du niveau lacustre en-dessous de 148 m d’altitude vers 21,7 ka (Girault et al., 2022). La place de la spéléogenèse au sein de cette séquence morphogénétique fait l’objet de controverses. Les auteurs précédents (Moreno, 1899 ; Feruglio, 1950 ; Wellman, 1972 ; Lundquist et Varndoe, 2006 ; Todisco et al., 2018) ont formulé plusieurs modèles spéléogénétiques en s’appuyant sur les caractéristiques lithologiques du substrat rocheux, ainsi que sur la morphologie actuelle des cavités. Or, l’unique témoin morphologique du stade d’ouverture initial des cavités est à ce jour enfoui sous une épaisse couche de sédiments d’âge pléistocène. Dans les trois grottes principales, rares sont les fouilles ayant atteint le toit du substrat rocheux (Emperaire et Laming, 1954 ; Martin et al., 2013). Notre compréhension des processus spéléogénétiques demeure donc essentiellement spéculative.

L’objectif de notre étude est d’élucider l’origine des cavités du Cerro Benítez. Les modèles spéléogénétiques proposés par les auteurs précédents feront d’abord l’objet d’une revue critique à la lumière de la littérature académique existante, et en particulier de nos récents travaux sur la

chronologie de la déglaciation au Cerro Benítez (Girault et al., 2022). Nous tâcherons ensuite de contraindre les processus d'ouverture des cavités à partir de données nouvelles tirées de l'exploration géophysique du sous-sol, associée à la modélisation 3D numérique des cavités.

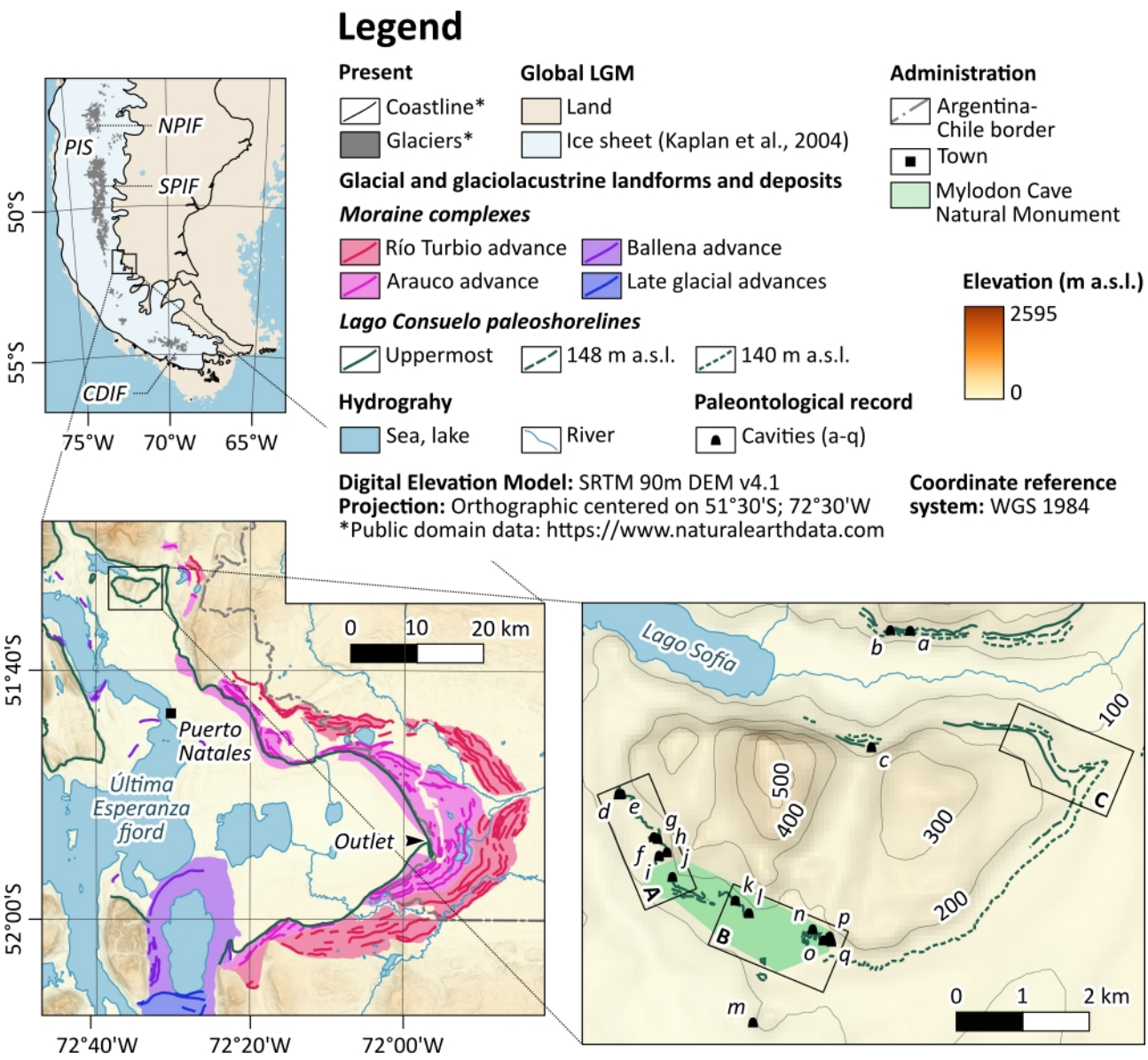


Figure 4.1. Carte géomorphologique du Cerro Benítez, modifiée d'après Girault et al. (2022), indiquant l'emplacement des cavités ayant fait l'objet de fouilles archéologiques mentionnées dans la littérature académique. a : Cueva Lago Sofía 1 ; b : Cueva Lago Sofía 4 ; c : Alero Quemado ; d : Cueva de la Ventana ; e : Cueva Escondida ; f : Alero Dos Herraduras ; g : Alero de los Bloques ; h : Alero Norte ; i : Alero de los Conglomerados ; j : Cueva del Milodón ; k : Alero de las Ovejas muertas ; l : Cueva del Medio ; m : Alero del Diablo ; n : Cueva Nordenskjöld ; o : Alero Pedro Cardenás ; p : Cueva Chica ; q : Cueva Ciro ; A : Figure 4.3A ; B : Figure 4.3B ; C : Figure 4.4.

2 Contexte géomorphologique

2.1 Lithologie et structure du substrat rocheux

Au Crétacé supérieur, l'orogenèse patagonne favorise l'accumulation de sédiments marins détritiques dans le bassin d'avant-pays de Magallanes. La Formation Cerro Toro est essentiellement composée de bancs de mudstone ainsi que d'une lentille conglomératique de 390 à 440 m d'épaisseur, désignée sous le nom de conglomérat du Lago Sofía (Scott, 1966). Cette dernière est composée de turbidites et de coulées de débris s'étendant en un vaste complexe de chenaux-levées orienté nord-sud, d'une largeur maximale de 8 km et d'une longueur totale de plus de 100 km (Winn et Dott Jr., 1977 ; Hubbard et al., 2007 ; 2008 ; Romans et al., 2011). Les unités conglomératiques atteignent jusqu'à 80 m d'épaisseur, et sont délimitées par des unités de grès et de mudstone interstratifiés d'une épaisseur maximale de 100 m (Hubbard et al., 2008). Les chenaux remplis de grès et de mudstone interstratifiés incisant le toit des bancs de conglomérat forment des lentilles atteignant jusqu'à 12 m de hauteur et 60 m de largeur (Figure 4.2). Les conglomérats sont composés de galets et de blocs arrondis d'un diamètre maximal de 42 cm. Les grès sont essentiellement composés de grains de quartz et de plagioclase, ainsi que d'une matrice carbonatée représentant 2 à 12 % du volume total de roche (Scott, 1966).

Le Cerro Benítez est situé à l'extrémité sud d'un anticlinal d'axe nord-sud d'âge Oligocène à Miocène (Fosdick et al., 2011). Le pendage maximal des strates affleurantes atteint 48° de part et d'autre de l'axe du pli, situé entre la Cueva del Medio et la Cueva Chica (Figure 4.3).

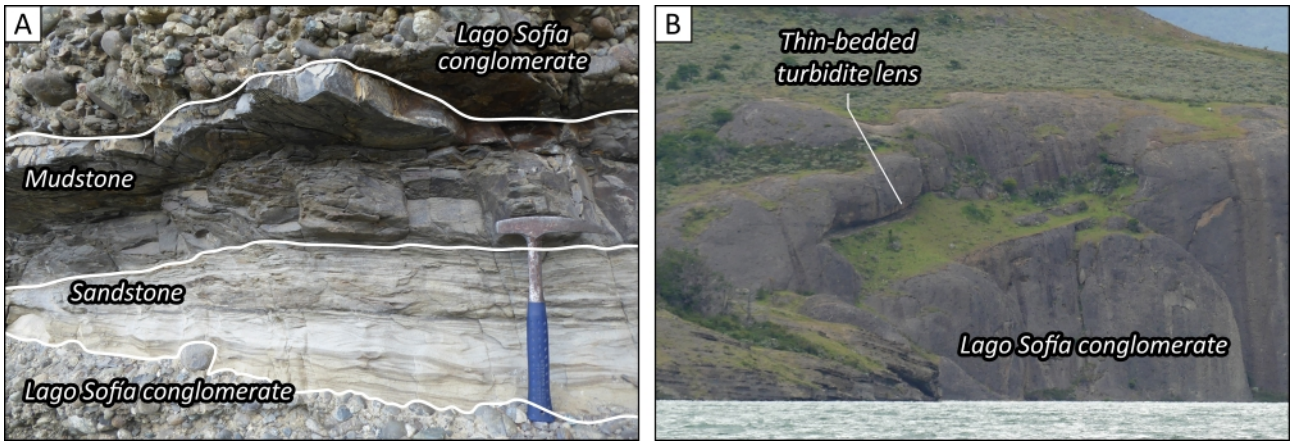


Figure 4.2. Caractéristiques lithologiques de la Formation Cerro Toro. A : séquence turbiditique granodécroissante. B : lentille de grès et de mudstone interstratifiés, d'une hauteur de 12 m et d'une largeur de 60 m, affleurant sur le rivage sud du Lago Sofía.

2.2 Morphologie des versants du Cerro Benítez

La plateforme d'érosion du Lago Consuelo ceinture le Cerro Benítez entre 130 et 155 m d'altitude. Les anciennes lignes de rivages sont marquées par des indentations horizontales à la surface du substrat rocheux (Figure 4.3), désignées sous le nom d'encoches (Trenhaile, 2015), ainsi que par des ruptures de pente concaves à la surface des sédiments meubles (Figure 4.4). Nos récents travaux (Girault et al., 2022) nous ont conduits à identifier trois anciennes lignes de rivage principales, situées à 155, 148 et 140 m d'altitude (Figure 4.1).

Cette plateforme d'érosion lacustre s'étend au pied d'escarpements paraglaciaires d'une hauteur maximale de 380 m sur le versant nord, et de 50 m sur le versant sud. Ces derniers tronquent le substrat rocheux perpendiculairement à l'axe anticlinal. Les unités conglomératiques relativement résistantes à l'érosion du rivage forment des promontoires résiduels, d'une longueur maximale de 200 m, délimités par des encoches lacustres. L'un de ces promontoires est traversé par un tunnel de 20 m de long, ouvert à la faveur d'une fracture orientée est-ouest (Figure 4.5). Les anciens promontoires, entièrement circonscrits par les encoches lacustres, sont désignés sous le nom de rochers-champignons (Trenhaile, 2015 ; Allen et Paradise, 2022).

L'altération du substrat rocheux, in situ ou éboulé, aboutit au développement de tafoni et d'alvéoles (Figure 4.6). Les tafoni désignent des cavités isolées, caractérisées par une paroi suspendue. Les alvéoles désignent des cavités contiguës d'un diamètre inférieur à 10 cm (Goudie, 2013 ; Paradise, 2013).

2.3 Distribution spatiale et morphologie des cavités

2.3.1 Caractéristiques générales

La littérature académique mentionne au moins dix-sept cavités ayant fait l'objet de fouilles archéologiques au Cerro Benítez et dans la vallée du Lago Sofía (Tableau 4.1). Seule une minorité d'entre elles ont été cartographiées par les auteurs précédents, dont la Cueva del Milodón (Hauthal, 1899 ; Emperaire et Laming, 1954 ; Saxon, 1979 ; Bird, 1988 ; Todisco et al., 2018), la Cueva del Medio (Nami, 1987 ; Todisco et al., 2018), la Cueva Chica (Martin et al., 2013 ; Todisco et al., 2018), la Cueva Lago Sofía 1 (Prieto et al., 1991), la Cueva Lago Sofía 4 (Borrero et al., 1994), l'Alero Quemado (Sierpe et al., 2009) et l'Alero del Diablo (Borrero, 1976).

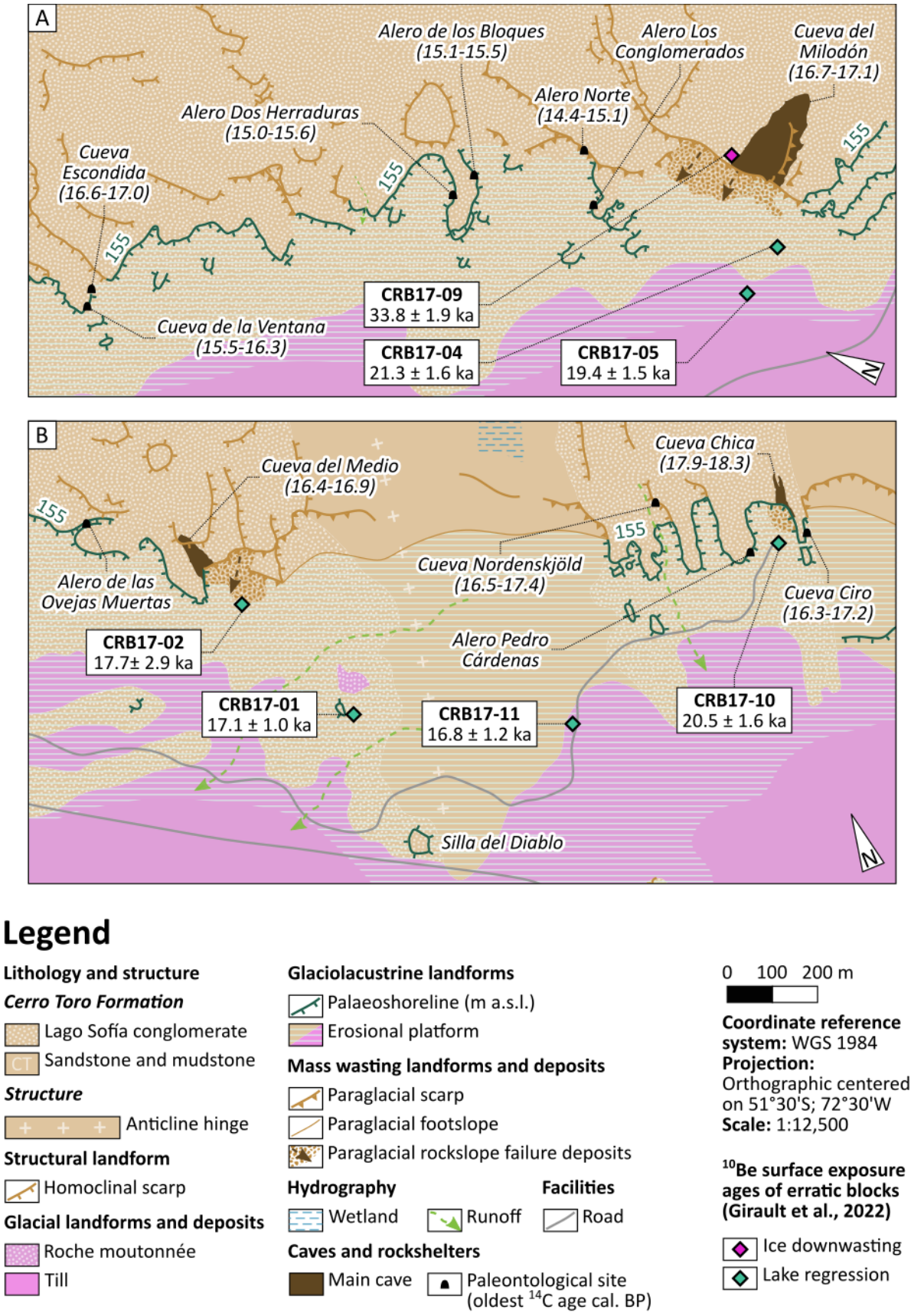


Figure 4.3. Carte géomorphologique du versant sud-ouest du Cerro Benítez. A : voisinage de la Cueva del Milodón. B : voisinage de la Cueva del Medio et de la Cueva Chica.

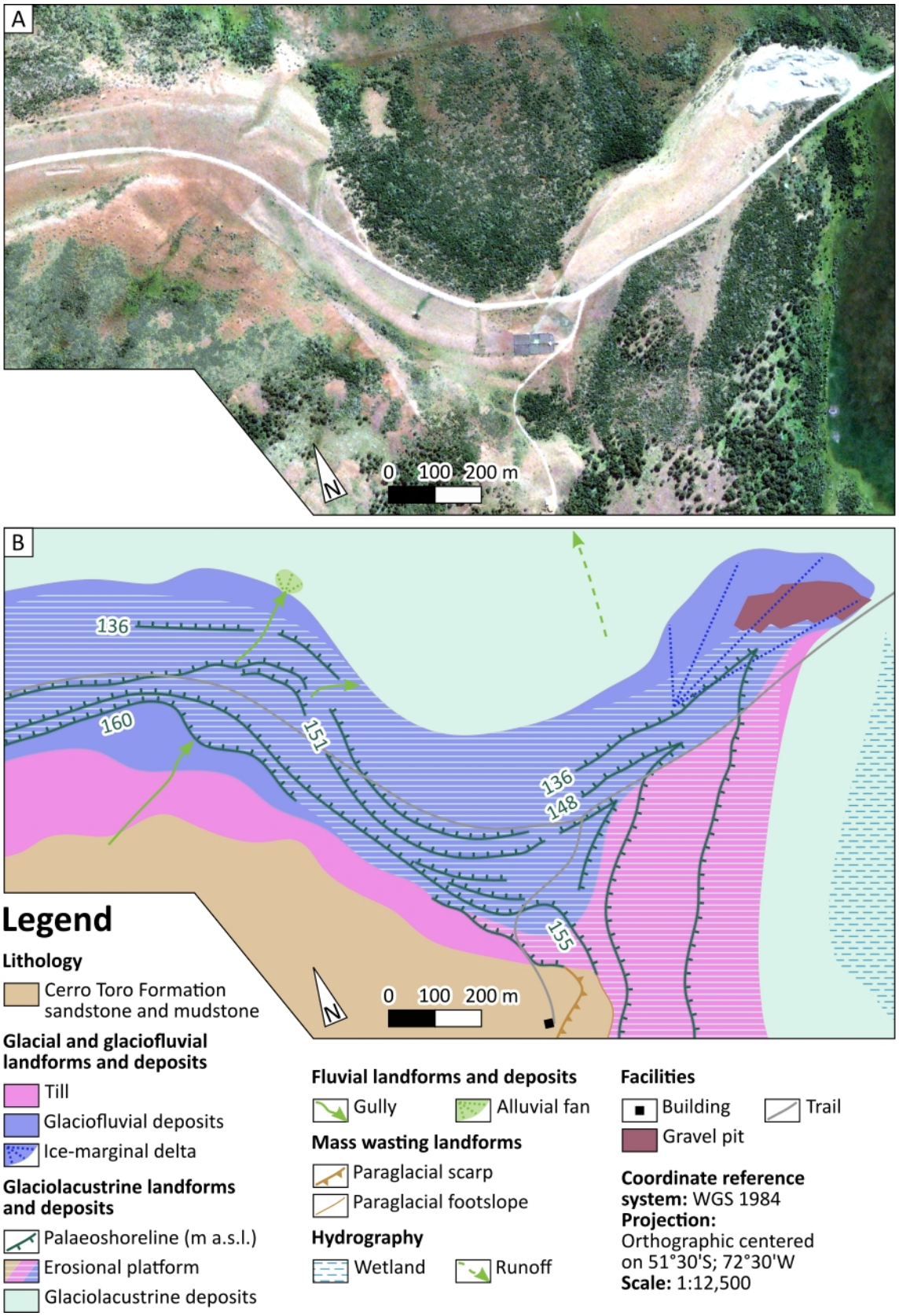


Figure 4.4. Carte géomorphologique de l'extrémité est du Cerro Benítez. A : image satellite. B : interprétation géomorphologique.

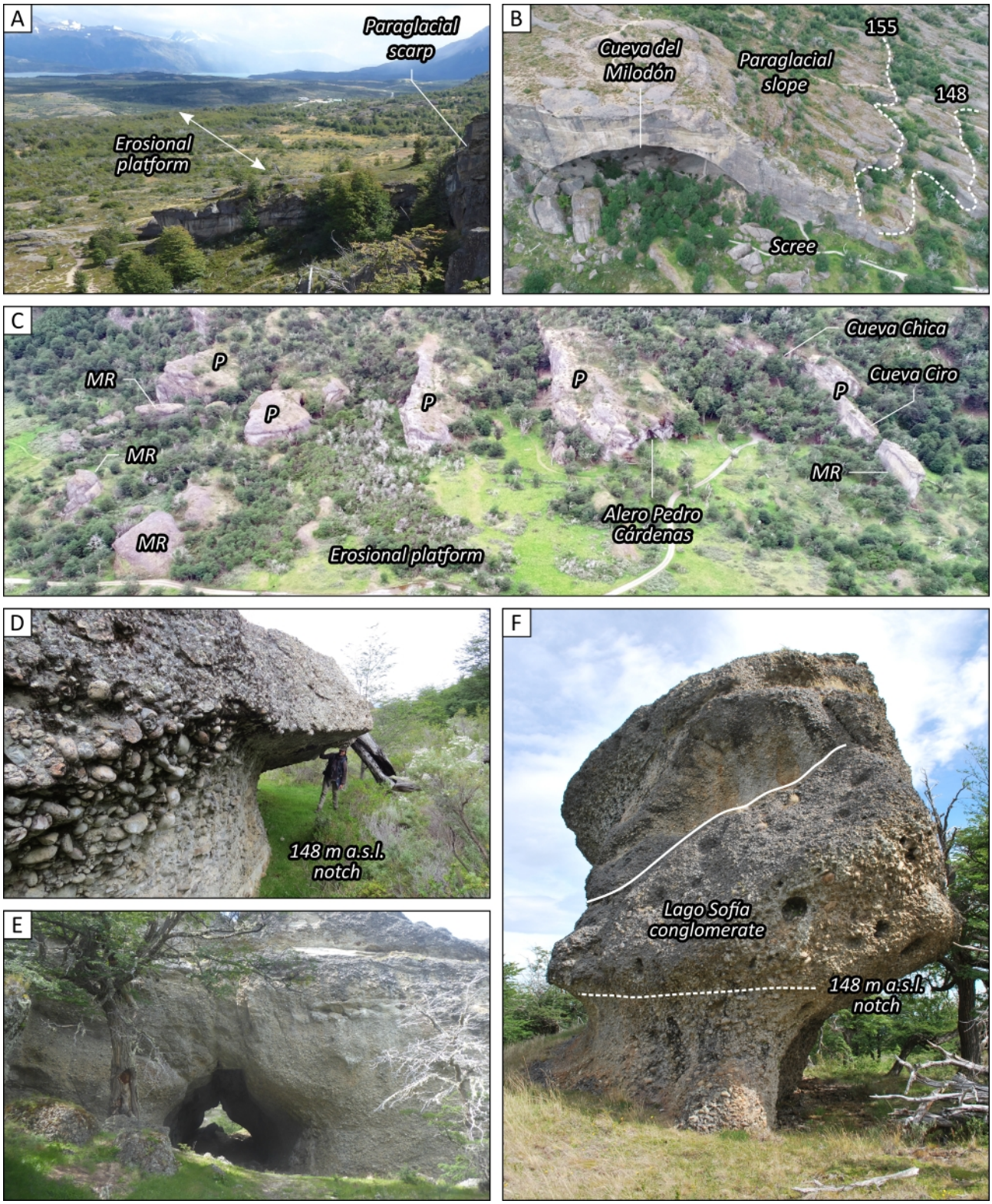


Figure 4.5. Morphologie des affleurements rocheux de la plateforme d'érosion du Lago Consuelo. A : plateforme d'érosion lacustre, au voisinage de la Cueva del Medio. B : lignes de rivages, au voisinage de la Cueva del Milodón. C : promontoires (P) et rochers-champignons (MR), au voisinage de la Cueva Chica. D : encoche lacustre à 148 m d'altitude, au voisinage de l'Alero Norte. E : tunnel à 148 m d'altitude. F : rocher-champignon, d'un plan de stratification incliné à 30°, avec une encoche lacustre à 148 m d'altitude, au voisinage de la Cueva Chica.

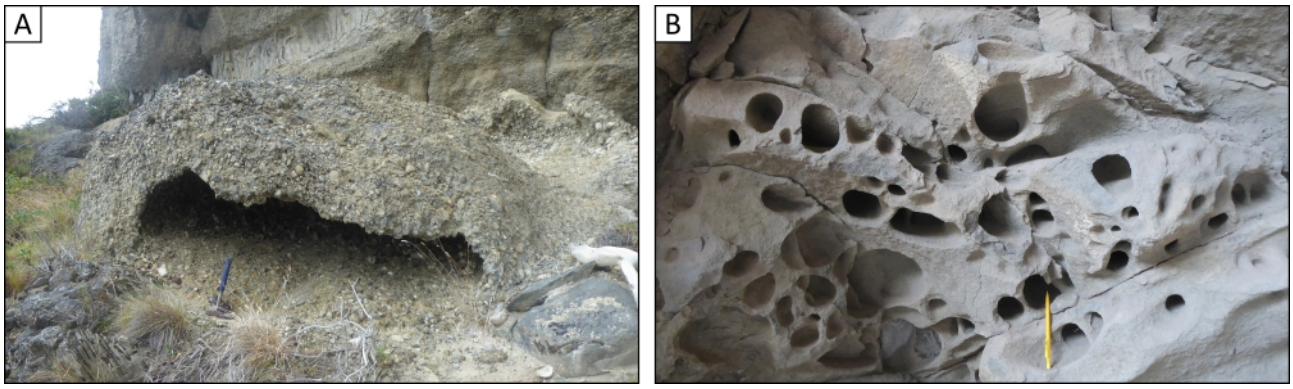


Figure 4.6. Tafoni et alvéoles du Cerro Benítez. A : tafoni ouvert dans un bloc de conglomérat éboulé, au voisinnage de la Cueva del Milodón. B : alvéoles ouvertes dans une lentille de grès, Cueva de la Ventana.

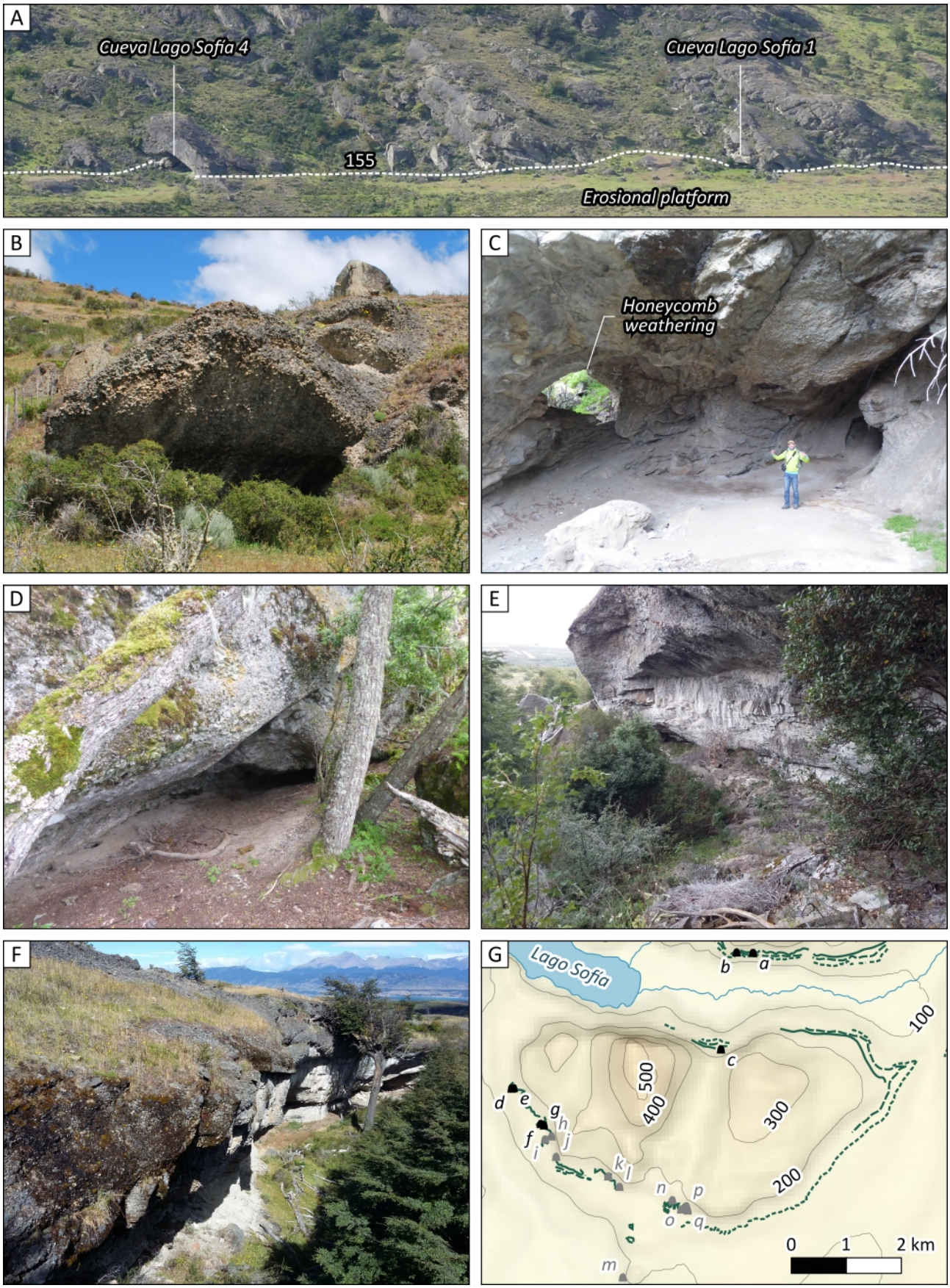
Ces informations ont été complétées par quatre missions de terrain de 2017 à 2020 (Figures 4.7, 4.8 et 4.9). Le développement des cavités et la largeur de l'entrée ont été systématiquement mesurées à l'aide d'un télémètre laser et d'un décamètre. L'altitude de l'entrée a été déterminée d'après le modèle numérique de surface (MNS) d'une résolution de 50 cm élaboré par Amélie Quiquerez (université de Bourgogne) pour les besoins de nos récents travaux (Girault et al., 2022).

La majorité des cavités (douze sur dix-sept) sont situées sur les anciennes lignes de rivage à 148 et 155 m d'altitude (Figure 4.10). Deux cavités (Cueva del Medio et Cueva Chica) n'en sont séparées que par un talus d'éboulis. La plupart des cavités (quatorze sur dix-sept) s'ouvrent dans des lentilles de grès. Deux d'entre elles (Cueva de la Ventana et Cueva Nordenskjöld) s'ouvrent à la faveur de fractures verticales. Les autres cavités s'ouvrent dans les unités conglomératiques, à la faveur d'un plan de stratification (Alero Pedro Cardenas et Alero del Diablo) ou d'une fracture verticale (Alero Quemado). Les cavités dont la profondeur est supérieure à la largeur de l'entrée, au nombre de huit, sont qualifiées de grottes, selon l'acception de Klimchouk (2004a). Ces dernières présentent une section horizontale grossièrement triangulaire, dont la base représente l'entrée. Le terminus est systématiquement aveugle, à l'exception de la chambre ouest de la Cueva Chica. Au moins cinq cavités (Cueva del Milodón, Cueva del Medio, Cueva Chica, Cueva Escondida et Alero Ovejas Muertas) abritent des spéléothèmes de calcite.

Tableau 4.1. Âge minimal, dimensions et altitude de dix-sept cavités du Cerro Benítez et de la vallée du Lago Sofía ayant fait l'objet de fouilles archéologiques. Les âges ^{14}C ont été calibrés à l'aide du calculateur en ligne Oxcal v4.4, en utilisant la courbe de calibration SHCal20 (Hogg et al., 2020).

Cavity	Earliest ^{14}C age of pleistocene megafauna	2σ cal. BP	Reference	Lenght (m)	Width (m)	Elevation (m)
C. Chica	14,870 ± 70	17,942-18,270	Martin et al., 2013	72	25	165
C. Nordenskjöld	13,990 ± 150	16,501-17,370	Martin et Borrero, 2017	14	7	170
C. d. Milodón	13,980 ± 50	16,717-17,092	Todisco et al., 2018	225	118	155
C. Escondida	13,890 ± 60	16,599-17,028	Martin et Borrero, 2017	40	5	155
C. Ciro	13,840 ± 150	16,254-17,230	Todisco et al., 2018	8	16	155
C. d. Medio	13,545 ± 100	15,974-16,621	Martin et al., 2015	94	56	160
C. Lago Sofía 4	13,545 ± 100	15,974-16,621	Labarca et Prieto, 2009	18	8	155
C. d. la Ventana	13,270 ± 140	15,489-16,332	Todisco et al., 2018	14	22	155
A. d. los Bloques	12,870 ± 50	15,152-15,548	Todisco et al., 2018	10	56	148
A. Dos Herraduras	12,825 ± 110	14,954-15,629	Martinic, 1996	12	72	148
A. Norte	12,570 ± 50	14,442-15,123	Todisco et al., 2018	15	37	155
C. Lago Sofía 1	12,250 ± 110	13,802-14,830	Steele et Politis, 2009	30	8	155
A. d. las Ovejas Muertas			Borrero et al., 1991	15	35	160
A. Quemado			Sierpe et al., 2009	6	4	155
A. Pedro Cárdenas			Nami, 1989-1990	6	21	148
A. d. Diablo			Borrero et al., 1976	5	11	83
A. d. los Conglomerados			Bate, 1971	12	22	148

Figure 4.7 (page suivante). Cavités du Cerro Benítez et de la vallée du Lago Sofía. A : Cueva Lago Sofía 1 et Cueva Lago Sofía 4. B : Alero Quemado. C : Cueva de la Ventana. D : Cueva Escondida. E : Alero de los Bloques. F : Alero Dos Herraduras. G : carte du Cerro Benítez indiquant l'emplacement des cavités et des anciennes lignes de rivages. a : Cueva Lago Sofía 1 ; b : Cueva Lago Sofía 4 ; c : Alero Quemado ; d : Cueva de la Ventana ; e : Cueva Escondida ; f : Alero Dos Herraduras ; g : Alero de los Bloques ; h : Alero Norte ; i : Alero de los Conglomerados ; j : Cueva del Milodón ; k : Alero de las Ovejas muertas ; l : Cueva del Medio ; m : Alero del Diablo ; n : Cueva Nordenskjöld ; o : Alero Pedro Cardenás ; p : Cueva Chica ; q : Cueva Ciro.


A
Cueva Lago Sofía 4
Cueva Lago Sofía 1
155
Erosional platform
B
C
Honeycomb weathering
D
E
F
G
Lago Sofía
b
a
100
c
500
400
300
200
d
e
g
h
j
f
i
k
l
n
p
o
q
m
0
1
2 km

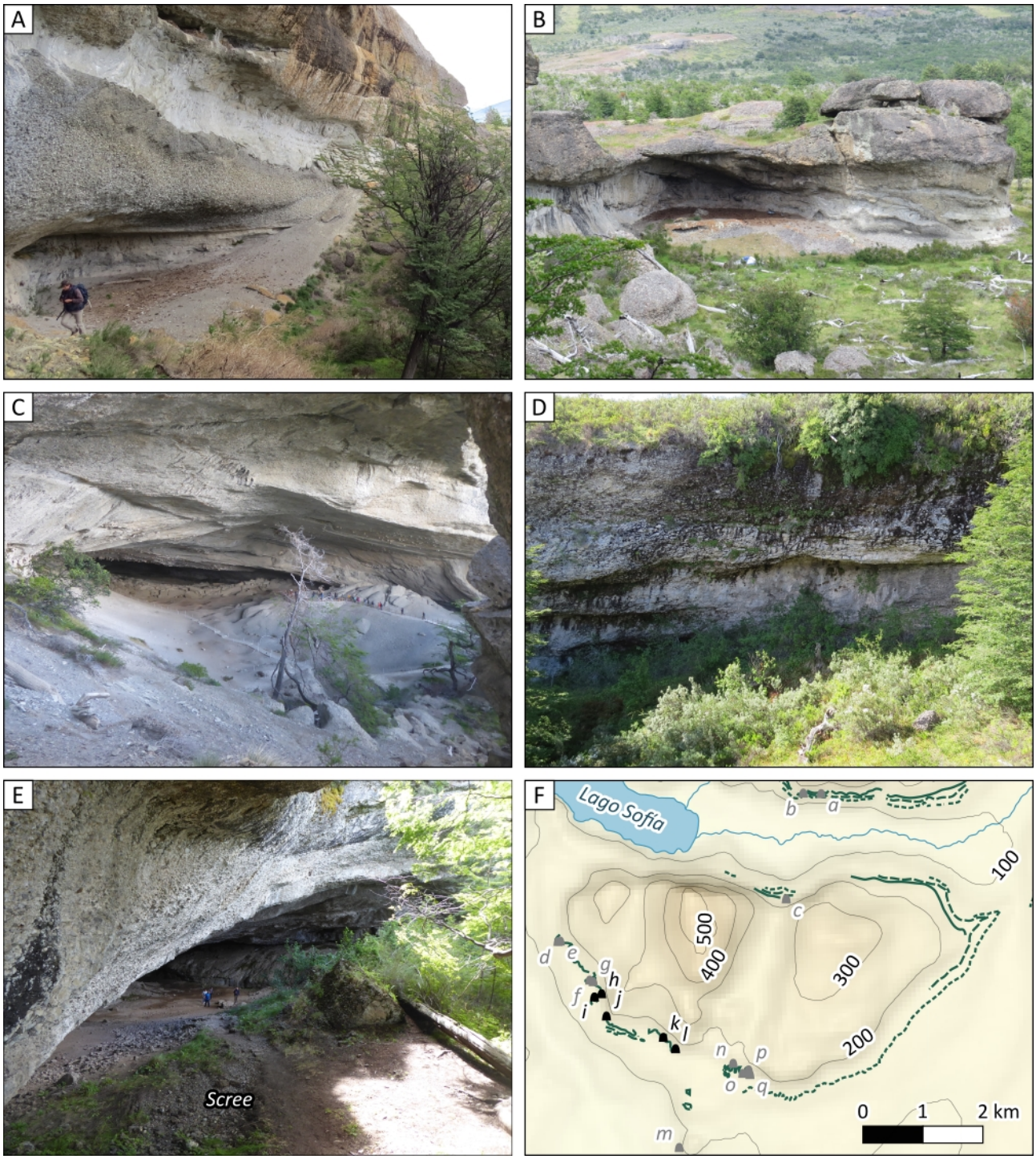


Figure 4.8. Cavités du Cerro Benítez. A : Alero Norte. B : Alero de los Conglomerados. C : Cueva del Milodón ; D : Alero de las Ovejas muertas. E : Cueva del Medio. F : carte du Cerro Benítez indiquant l'emplacement des cavités et des anciennes lignes de rivages. a : Cueva Lago Sofía 1 ; b : Cueva Lago Sofía 4 ; c : Alero Quemado ; d : Cueva de la Ventana ; e : Cueva Escondida ; f : Alero Dos Herraduras ; g : Alero de los Bloques ; h : Alero Norte ; i : Alero de los Conglomerados ; j : Cueva del Milodón ; k : Alero de las Ovejas muertas ; l : Cueva del Medio ; m : Alero del Diablo ; n : Cueva Nordenskjöld ; o : Alero Pedro Cardenás ; p : Cueva Chica ; q : Cueva Ciro.

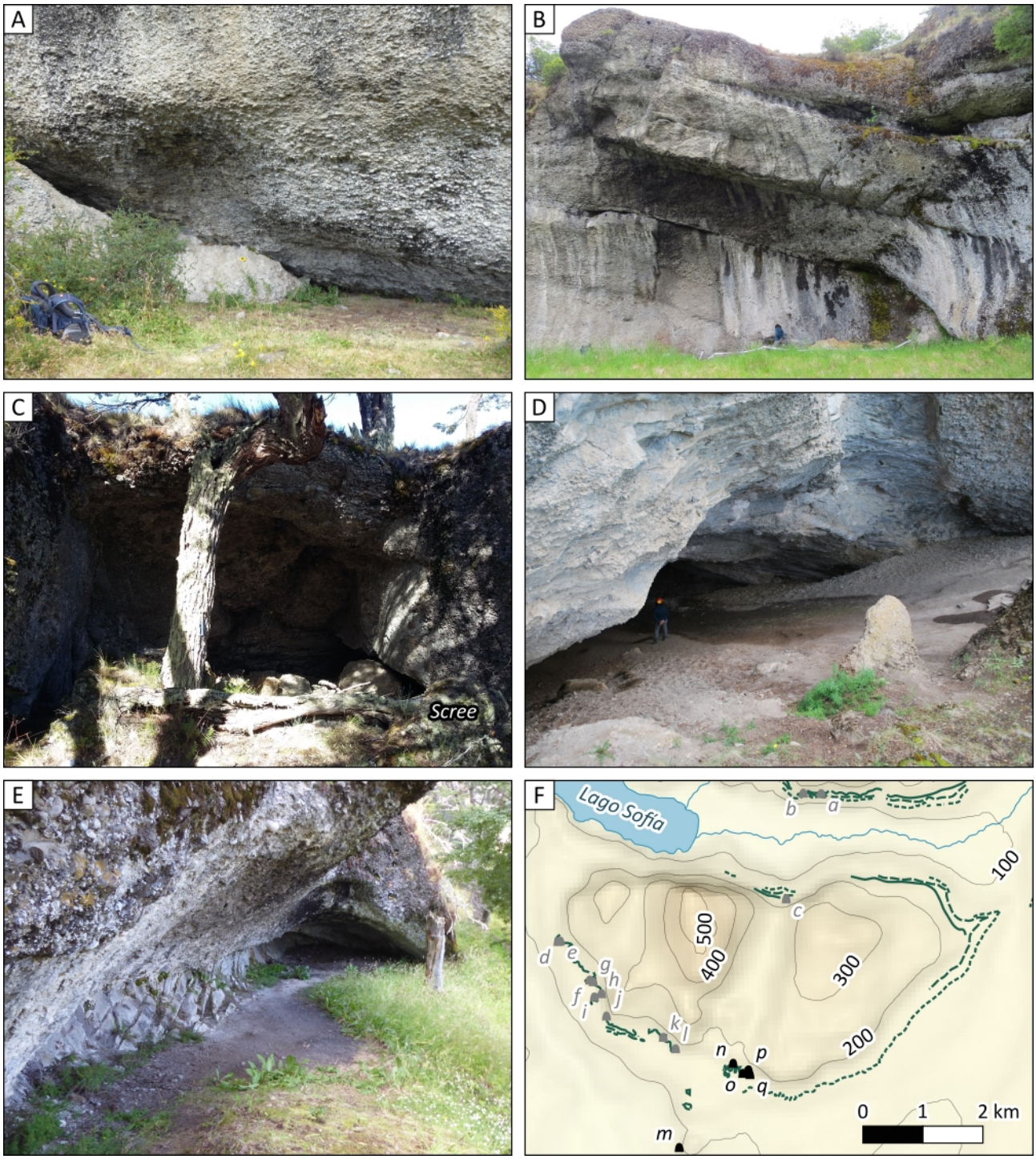


Figure 4.9. Cavités du Cerro Benítez. A : Alero del Diablo. B : Cueva Nordenskjöld. C : Alero Pedro Cardenás. D : Cueva Chica. E : Cueva Ciro. F : carte du Cerro Benítez indiquant l'emplacement des cavités et des anciennes lignes de rivages. a : Cueva Lago Sofía 1 ; b : Cueva Lago Sofía 4 ; c : Alero Quemado ; d : Cueva de la Ventana ; e : Cueva Escondida ; f : Alero Dos Herraduras ; g : Alero de los Bloques ; h : Alero Norte ; i : Alero de los Conglomerados ; j : Cueva del Milodón ; k : Alero de las Ovejas muertas ; l : Cueva del Medio ; m : Alero del Diablo ; n : Cueva Nordenskjöld ; o : Alero Pedro Cardenás ; p : Cueva Chica ; q : Cueva Ciro.

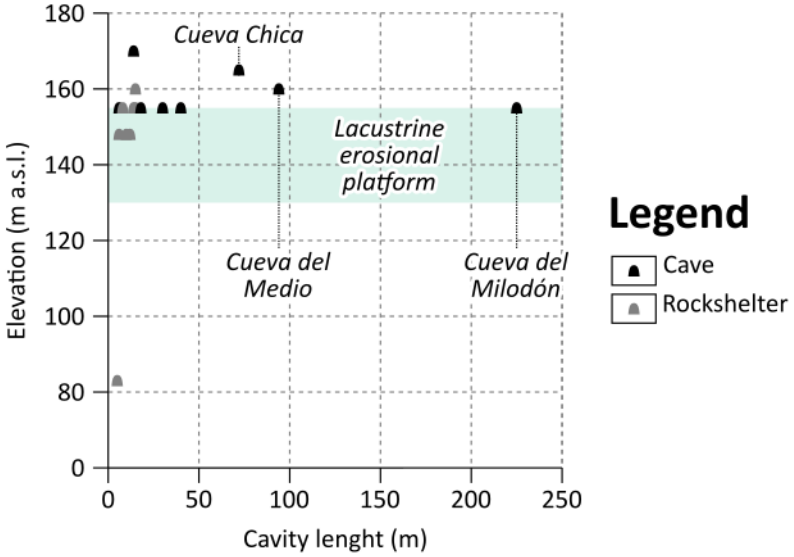


Figure 4.10. Développement et altitude de l'entrée des cavités du Cerro Benítez et de la vallée du Lago Sofía.

2.3.2 Cueva del Milodón

La Cueva del Milodón s'ouvre sur le versant sud du Cerro Benítez, à 155 m d'altitude. D'un développement de 225 m, la grotte est orientée est-ouest, avec une ouverture à l'ouest, d'une largeur de 118 m et d'une hauteur sous voûte de 30 m. Le substrat rocheux présente un pendage de 12 à 18° vers le sud. Une lentille de grès et de mudstone interstratifiés d'une épaisseur de 5 m affleure sur la paroi nord. Cette dernière est couverte de stalagmites, d'une hauteur maximale de 2 m. La grotte abrite également des stalactites (Figure 4.11). L'entrée est partiellement obstruée par deux cônes d'éboulis. La surface du sol s'élève en pente douce vers le fond de la grotte, où la hauteur sous voûte atteint 5 m. La grotte abrite deux autres cônes d'éboulis composés de fragments de bancs de conglomérats de dimensions plurimétriques (Figure 4.11). Le cône central supporte une plateforme d'observation en béton. Une statue de *Mylodon*, réalisée par l'artiste chilien Harold Krüsell Johansen, y a été érigée en 1979. Le cône est barre la grotte avec une orientation N30. Entre ces deux cônes d'éboulis, la surface du sol est grêlée de cratères (Figure 4.11) témoignant d'anciennes fouilles, mais également des déprédations subies au cours de la première moitié du vingtième siècle (Philippi, 1900 ; Gusinde, 1921 ; Bird, 1988). L'emploi de la dynamite par les pillards, bien que mentionné par plusieurs auteurs (Gusinde, 1921 ; Chatwin, 1979), n'est à ce jour pas avéré (Borrero et Martin, 2012b). Les sédiments superficiels sont composés de sables gravelo-limoneux dérivés de l'altération de la voûte. Des travaux antérieurs (Nordesnkjöld, 1898 ; Nordenskjöld, 1996 ; Saxon, 1976 ; Borrero et al., 1991) y ont mis en évidence la présence de sulfates.

Selon Emperaire et Laming (1954), les fouilles conduites en 1953 à l'entrée de la grotte ainsi qu'entre les deux cônes d'éboulis ont atteint le substrat rocheux à des profondeurs comprises entre 155 et 275 cm. Les fouilles ultérieures effectuées entre les deux cônes d'éboulis se sont achevées à des profondeurs comprises entre 250 et 328 cm sans atteindre le substrat rocheux (Saxon, 1976 ; Borrero et al., 1991).

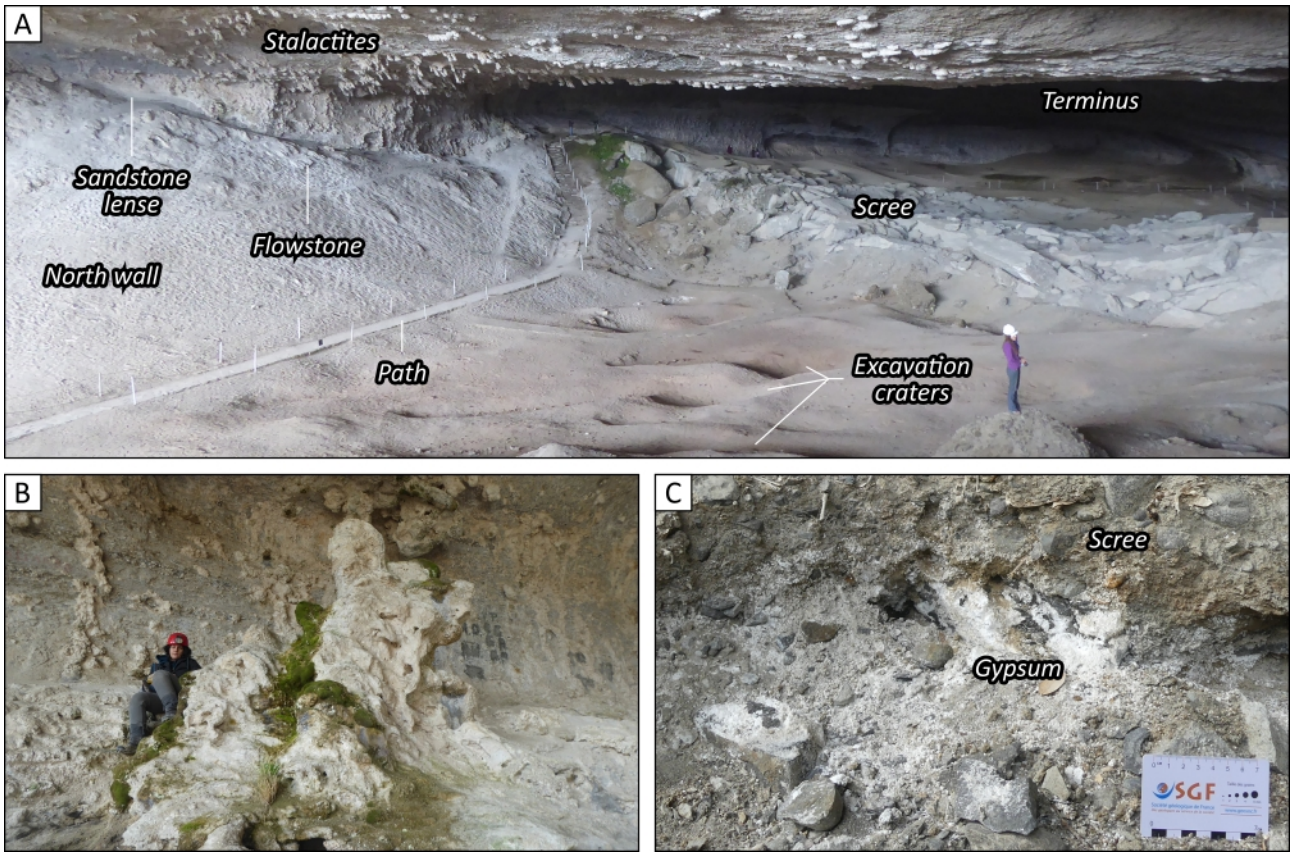


Figure 4.11. Morphologie actuelle de la Cueva del Milodón. A : paroi nord et terminus de la cavité. B : stalagmite. C : efflorescence de gypse.

2.3.3 Cueva del Medio

La Cueva del Medio s'ouvre à 160 m d'altitude, 1,25 km à l'est de la Cueva del Milodón. D'un développement de 94 m, la grotte est orientée nord-sud, avec une ouverture au sud, d'une largeur de 56 m et d'une hauteur sous voûte de 13 m. Le substrat rocheux présente un pendage de 16° vers l'ouest. Une lentille de grès d'une épaisseur de 2 m affleure sur la paroi est. L'entrée est barrée par un cône d'éboulis. La surface du sol s'abaisse en pente douce vers le fond de la grotte. La grotte abrite un autre cône d'éboulis, situé à 30 m de l'entrée (Figure 4.12). Les sédiments superficiels sont composés de sables gravelo-limoneux dérivés de l'altération de la voûte. Nami (1987) y note, en outre, la présence de gypse.

La grotte est initialement fouillée en 1899 par Nordenskjöld, puis par Hauthal (Hauthal, 1899 ; Nordenskjöld, 1996). De nouvelles fouilles sont entreprises entre les deux cônes d'éboulis par Nami de 1986 à 1993 (Nami, 1985-1986 ; 1987 ; 1989-1990 ; 1992 ; Martinic, 1996), puis sous la direction de Fabiana Martin (université de Magallanes) de 2011 à 2012, jusqu'à une profondeur maximale de 500 cm (Martin et al., 2015), sans atteindre le substrat rocheux.

2.3.4 Cueva Chica

La Cueva Chica s'ouvre à 165 m d'altitude, 1,25 km à l'est de la Cueva del Medio. D'un développement de 72 m, la cavité est orientée nord-sud, avec une ouverture au sud, d'une largeur de 25 m et d'une hauteur sous voûte de 7 m. Le substrat rocheux présente un pendage de 30° vers l'est. Une lentille de grès d'une épaisseur de 3 m affleure sur la paroi ouest (Figure 3.11). L'entrée est barrée par un cône d'éboulis. La surface du sol s'abaisse en pente douce vers le fond de la grotte. Le talus d'éboulis est couvert de spéléothèmes, tels que des stalagmites atteignant jusqu'à 1 m de hauteur et des gours (Figure 4.12). À 40 m de l'entrée, la grotte se divise en deux chambres parallèles séparées par un banc de conglomérat. La chambre ouest abrite des stalagmites et des stalactites. La chambre est abrite des stalagmites et des gours. Cette chambre se prolonge par un conduit horizontal étroit, d'une largeur de 90 cm pour une hauteur de 40 cm, pénétrable sur une longueur d'au moins 5 m (Figure 4.12).

La grotte est initialement fouillée par Nordenskjöld en 1899 (Martin, 2013). De nouvelles opérations sont entreprises sous la direction de Fabiana Martin (université de Magallanes) en 2011. La fouille menée dans la chambre principale s'est achevée à une profondeur de 304 cm sans atteindre le substrat rocheux, tandis que deux sondages effectués dans la chambre est ont atteint le substrat rocheux à une profondeur de 120 cm (Martin et al., 2013).

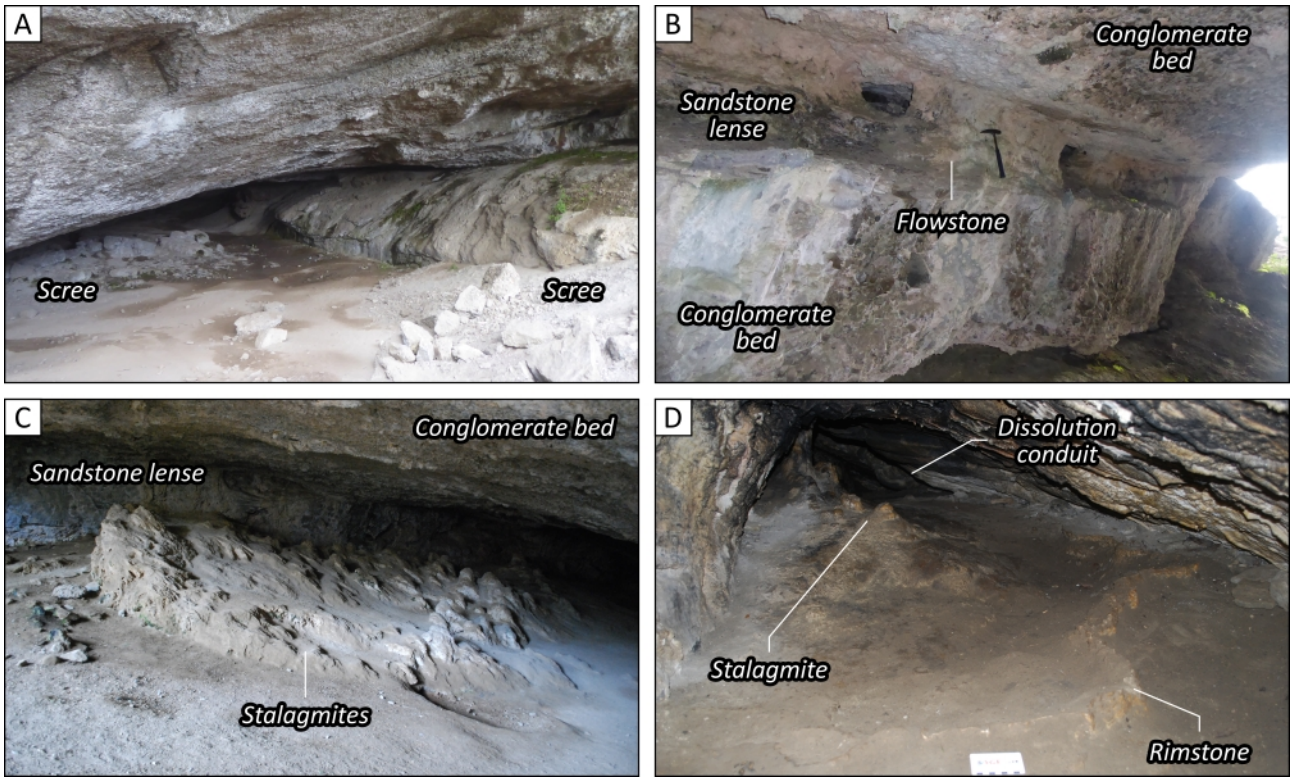


Figure 4.12. Morphologie actuelle de la Cueva del Medio et de la Cueva Chica. A : Cueva del Medio. B : paroi est de la Cueva del Medio. C : paroi ouest de la Cueva Chica. D : terminus de la chambre est de la Cueva Chica.

3 Précédents modèles spéléogénétiques

3.1 Karst ou pseudokarst ?

Dans son acception traditionnelle, le karst désigne un réseau de cavités issues de la dissolution du substrat rocheux. Plusieurs auteurs en réservent l'usage aux substrats solubles, tels que les calcaires et les évaporites (Ford, 2004 ; Jones et White, 2019). De nombreux travaux (Jennings, 1983 ; Martini, 1987 ; Wray, 1997 ; Martini, 2004 ; Aubrecht et al., 2012 ; Wray et Sauro, 2017 ; Auler et Sauro, 2019) indiquent néanmoins que la dissolution des ciments siliceux dans les formations silicoclastiques favorise l'ablation des particules résiduelles par les écoulements souterrains et aboutit au développement de réseaux de cavités d'une morphologie analogue au karst calcaire. Ce constat a conduit plusieurs auteurs à réviser la définition du karst afin de l'étendre aux morphologies observées dans les substrats silicoclastiques.

Selon Martini (1987), le karst désigne ainsi « une morphologie due à la circulation des eaux souterraines et caractérisée par la disparition plus ou moins complète du système de drainage

superficiel ». D'autres auteurs (Jennings, 1983 ; Wray, 1997 ; Doerr et Wray, 2004 ; Aubrecht et al., 2012) mettent en exergue le rôle critique, quoique non exclusif, de la dissolution dans la spéléogenèse karstique. Si la présence de spéléothèmes atteste l'infiltration d'eaux météoriques dans le substrat rocheux, l'absence d'un réseau tributaire chenalisé suggère que l'ouverture des grottes du Cerro Benítez résulte de processus exogènes, impliquant ou non la dissolution de la fraction carbonatée du substrat. Ce postulat a conduit les auteurs précédents à formuler quatre modèles spéléogénétiques, aux implications chronologiques et paléoenvironnementales divergentes : le modèle glaciolacustre (Feruglio, 1950), le modèle haloclastique (Wellman, 1972), le modèle biogénique (Lundquist et Varndoe, 2006) et le modèle sous-glaciaire (Todisco et al., 2018).

3.2 Le modèle glaciolacustre

Moreno (1899) interprète initialement la Cueva del Milodón comme une ancienne grotte marine. Cette hypothèse, mentionnée tardivement par Saxon (1976) et Bird (1988), s'appuie sur l'observation présumée, rapportée par Hauthal (1899b), de perforations de pholades sur les versants rocheux du Cerro Benítez. À la lumière des connaissances actuelles, il est probable que ce dernier ait en réalité observé des alvéoles (Figure 4.6). L'origine glaciolacustre de la plateforme d'érosion du Cerro Benítez est reconnue par Quensel (1910). Considérant que la majorité des cavités du Cerro Benítez s'ouvrent sur l'ancienne ligne de rivage lacustre, Feruglio (1950) attribue la formation des grottes à l'érosion différentielle du rivage par les vagues. Cette hypothèse est ultérieurement défendue par Prieto (1991), Sagredo et al. (2011) ainsi que Stern et al. (2011), et figure aujourd'hui sur les panneaux d'interprétation qui ornent le Monumento Natural Cueva del Milodón.

3.3 Le modèle haloclastique

La précipitation de minéraux évaporitiques dans la porosité du substrat rocheux favorise l'élargissement des fractures et le délogement des particules. De nombreux travaux (McGreevy, 1985 ; Rodriguez-Navarro et al., 1999 ; Cárdenes et al., 2014 ; Schnepfleitner et al., 2016 ; Bruthans et al., 2018 ; Kogure et al., 2022) suggèrent que ce processus d'altération mécanique, désigné sous le nom d'haloclastie (Tricart, 1977), est impliqué dans le développement des tafoni et des alvéoles. Plusieurs auteurs ont noté la présence de sulfates dans les sédiments superficiels des grottes, décrits alternativement comme du gypse (Nordenskjöld, 1898 ; Nami, 1987) ou de l'epsomite (Nordenskjöld, 1996 ; Saxon, 1976 ; Borrero et al., 1991).

Cette observation conduit Wellman (1972) à rejeter le modèle glaciolacustre de Feruglio (1950) au profit d'un nouveau modèle spéléogénétique. Wellman (1972) attribue l'ouverture de la Cueva del Milodón à la précipitation de sulfates évaporitiques, produits par l'oxydation de la pyrite dans les bancs de mudstone, ainsi qu'à l'érosion des produits d'altération par le vent. S'il est probable que l'haloclastie contribue actuellement à l'érosion de la voûte, ainsi que l'ont suggéré Borrero et al. (1991), le modèle spéléogénétique formulé par Wellman (1972) se heurte à un écueil chronologique.

Les tafoni présentent des taux de croissance variables en fonction du climat et de la nature du substrat. Wellman (1972) envisage pour la Cueva del Milodón un taux de croissance longitudinale d'environ 1 $mm.a^{-1}$. Des taux de croissance similaires sont documentés dans les grès, en milieu littoral (Mustoe, 1982 ; Matsukura et Matuoka, 1991 ; Mottershead, 1994 ; Takahashi et al., 1994 ; Sunamura, 1996), avec un maximum de 5,2 $mm.a^{-1}$ (Takahashi, 1975), tandis que les taux de croissance documentés en milieu aride sont nettement inférieurs, avec un maximum de 0,02 $mm.a^{-1}$ (Norwick et Dexter, 2002). Les taux de croissance documentés dans d'autres types de substrat n'excèdent pas 0,14 $mm.a^{-1}$ (Brandmeier et al., 2011 ; Andersen et al., 2022).

L'haloclastie est un processus d'altération subaérien. Selon le modèle de Wellman (1972), la spéléogenèse débute donc après l'émersion des versants abritant les grottes. Nos récents travaux (Girault et al., 2022) nous permettent d'estimer l'âge de la régression lacustre à 148 m d'altitude à 21,7 ka. Considérant que la Cueva del Milodón est occupée par la mégafaune au moins dès 16,7-17,1 ka cal. BP (Todisco et al., 2018), l'ouverture des grottes telle qu'envisagée par Wellman (1972) aurait dû se produire dans un intervalle de temps d'environ 5000 ans. Une telle durée implique un taux de croissance longitudinal d'environ 45 $mm.a^{-1}$, près de cinquante fois supérieur au taux envisagé par Wellman (1972), et dix fois supérieur au taux record de 5,2 $mm.a^{-1}$ documenté dans des conditions environnementales optimales (Takahashi, 1975).

3.4 Le modèle biogénique

Chatwin affirme dans le récit de sa visite de la Cueva del Milodón, en 1975, que les parois de la grotte ont été « lissées » par des « langues animales » (Chatwin, 1979). Ce témoignage, qui ne concorde guère avec la morphologie de la cavité, est vraisemblablement influencé par la lecture des travaux antérieurs de Wellman (1972). Selon ce dernier, les minéraux évaporitiques précipitant sur les parois ont été ingérés par la mégafaune. Cette opinion semble rencontrer un écho favorable dans la littérature académique consacrée aux grottes du Cerro Benítez, puisqu'elle est ultérieurement mentionnée par Sutcliffe (1985), Borrero et al. (1991) et Prieto (2013). En s'appuyant sur le

témoignage de Chatwin (1979), Lundquist et Varndoe (2006) ont attribué l'ouverture de la Cueva del Milodón à l'ingestion du substrat par la mégafaune. Cette hypothèse a récemment été mentionnée par Holler (2019).

L'ingestion de minéraux à des fins curatives ou palliatives est documentée chez la mégafaune actuelle sous le nom de géophagie (Holdø et al., 2002 ; Limpitlaw, 2010). Ce comportement aboutit chez certaines espèces à l'ouverture de cavités de dimensions similaires à celles de la Cueva del Milodón. Lundquist et Varndoe (2006) citent l'exemple des grottes à éléphants du Mont Elgon, au Kenya. D'un développement de 250 m pour une largeur maximale de 80 m, ces cavités s'ouvrent dans un substrat pyroclastique riche en minéraux d'altération représentant une source de sodium pour la faune, tels que la halite et la mirabilite. Des preuves morphologiques, telles que des marques de défenses, indiquent que les éléphants contribuent activement au développement des cavités (Bowell et al., 1996 ; Lundberg et McFarlane, 2006). Au Brésil et en Argentine, des galeries d'âge pléistocène, creusés dans des substrats indurés tels que des grès, témoignent de mœurs fouisseuses chez la mégafaune éteinte d'Amérique du Sud. D'un développement de 60 m pour une largeur maximale de 4 m, ces terriers sont attribués aux paresseux géants *Scelidotherium*, *Lestodon* et *Glossotherium* en raison de leurs dimensions, et d'après des preuves morphologiques, telles que des marques de griffes (Vizcaíno et al., 2001 ; Buchmann et al., 2009 ; Frank et al., 2013 ; Lopes et al., 2017). Aucune marque de griffe n'atteste un tel comportement au Cerro Benítez.

3.5 Le modèle sous-glaciaire

Todisco et al. (2018) ont récemment attribué l'ouverture des grottes à l'effet conjugué de la dissolution de la fraction carbonatée du substrat et de l'érosion mécanique des particules résiduelles au contact des écoulements d'eau de fonte sous-glaciaire. Ces derniers sont documentés à l'extérieur des cavités par des chenaux d'orientation nord-ouest-sud-est incisés à la surface du substrat conglomératique (Girault et al., 2022). Les parois des grottes ne présentent en revanche aucune des marques d'érosion caractéristiques des lits sous-glaciaires, désignées sous le nom de formes sculptées (Dahl, 1965 ; Gjessing, 1967 ; Kor et al., 1991 ; Richardson et Carling, 2005 ; Munro-Stasiuk et al., 2013). Considérant que les grottes présentent généralement un terminus aveugle, la pénétration d'écoulements d'eau de fonte sous-glaciaire impliquerait la mise en place d'une circulation tourbillonnante incompatible avec la morphologie des cavités.

3.6 Conclusion préliminaire et objectifs de l'étude

À ce jour, seul le modèle glaciolacustre résiste à l'examen minutieux des preuves existantes. Selon ce modèle, la surface d'érosion initiale des cavités représente l'extension latérale de la plateforme d'érosion du Lago Consuelo. Nous proposons d'évaluer cette hypothèse d'après la caractérisation morphologique du toit du substrat rocheux des grottes. Ce dernier est actuellement enfoui sous une épaisse couche de sédiments d'âge pléistocène. Nous aurons donc recours à une méthode d'exploration géophysique. Afin d'établir des corrélations spatiales entre les surfaces d'érosion enfouies et affleurantes, les données géophysiques seront référencées dans un modèle 3D numérique des grottes. Enfin, nous formulerons une explication compréhensive de la disparité morphologique des cavités en nous appuyant sur l'analyse structurale du substrat rocheux.

4 Méthodes

4.1 Modélisation 3D des grottes

4.1.1 Principe de fonctionnement

La modélisation 3D numérique d'une surface naturelle se décompose en deux étapes. La première étape consiste à enregistrer un nuage de points dans un système de coordonnées cartésiennes tridimensionnelles. La seconde étape vise à mailler ce nuage de points à l'aide d'un réseau triangulaire irrégulier (Jaillet et al., 2014 ; Verhoeven, 2017).

Les deux méthodes les plus communément utilisées sont la lasergrammétrie et la photogrammétrie (Lerma et al., 2010 ; Jaillet et al., 2017). La lasergrammétrie permet de mesurer directement la distance séparant l'émetteur laser d'une surface réfléchissante. Les plupart des scanners laser utilisés dans les grottes émettent des signaux modulés. La distance entre l'émetteur et la surface réfléchissante est calculée d'après la différence de phase entre le signal émis et le signal reçu (Grussenmeyer et Landes, 2011 ; Jaillet et al., 2014). Lors de l'acquisition, le scanner laser est monté sur un trépied (Figure 4.13). Un moteur rotatif permet au faisceau laser de balayer l'espace horizontalement à 360° et verticalement à 300°. La résolution du nuage de points varie linéairement en fonction de l'éloignement de la surface réfléchissante. Plusieurs stations d'acquisition sont nécessaires pour couvrir l'intégralité d'une cavité avec une résolution satisfaisante.

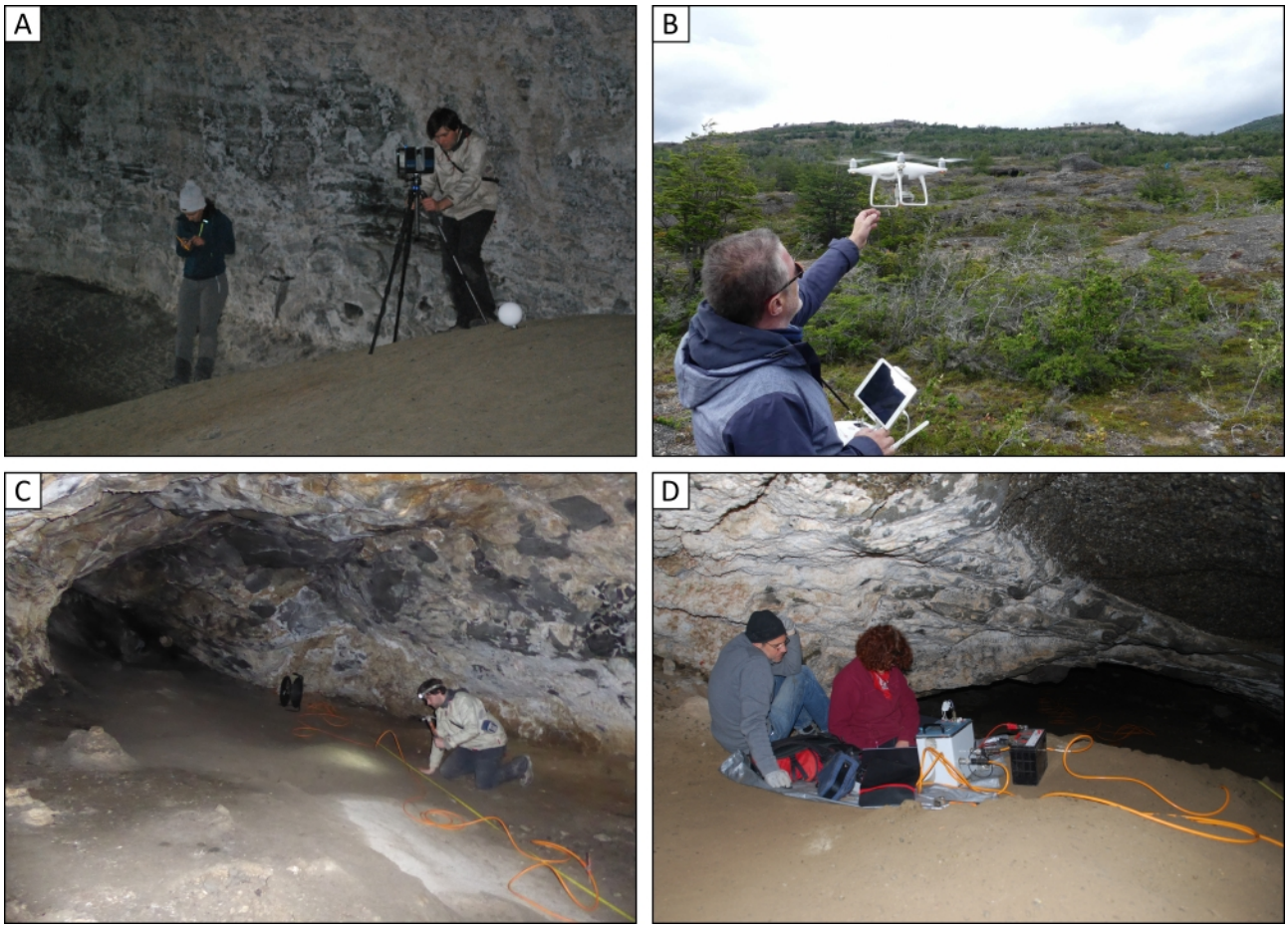


Figure 4.13. Opérations de terrain effectuées pour les besoins de notre étude. A : acquisition d'un nuage de point lasergrammétrique à l'aide d'un scanner laser et de cibles sphériques dans la Cueva del Milodón. B : réception du drone à l'issue d'un vol destiné à photographier les versants du Cerro Benítez. C : mise en place des électrodes dans la chambre est de la Cueva Chica. D : mise en place du résistivimètre dans la Cueva Chica.

La photogrammétrie consiste à déterminer les coordonnées de points homologues sur des photographies prises sous un angle différent, d'après la reconstitution de la trajectoire des rayons lumineux. La précision de l'acquisition dépend de la qualité de l'éclairage et de la résolution des photographies (Egels, 2011 ; Pierrot-Deseilligny et Cléry, 2011).

4.1.2 Stratégie d'acquisition des nuages de points

Contrairement à la photogrammétrie, la lasergrammétrie ne requière pas d'éclairage artificiel en milieu souterrain (Jaillet et al., 2014 ; Gallay et al., 2016). Nous avons donc privilégié cette méthode pour cartographier les grottes. Le nuage de points est initialement enregistré dans un système de coordonnées cartésiennes arbitraire. Le modèle 3D numérique doit donc être géoréférencé a posteriori, généralement à l'aide de points GPS (Gallay et al., 2016 ; Genuite et al.,

2016). Au Cerro Benítez, la présence d'escarpements à l'entrée des grottes ne permet pas d'envisager un géoréférencement par GPS avec une précision verticale satisfaisante. Nous avons donc opté pour un géoréférencement basé sur le MNS du Cerro Benítez construit pour les besoins de nos récents travaux (Girault et al., 2022). Afin d'assurer un recouvrement suffisant entre ce dernier et le nuage de points lasergrammétrique des grottes, il est nécessaire d'acquérir un nuage de points des versants du Cerro Benítez, d'une échelle et d'une résolution intermédiaires (Tableau 4.2 ; Figure 4.14). La photogrammétrie aérienne répond à cet objectif avec des opérations moins fastidieuses qu'en lasergrammétrie terrestre, et pour un coût supplémentaire acceptable (Pierrot-Deseilligny et Cléry, 2011).

Tableau 3.2. Caractéristiques des nuages de points construits pour les besoins de notre étude.

Point cloud	Method	Number of points	Resolution
Cueva_del_Milodon_20mm	Terrestrial lasergrammetry	296,958,861	20 mm
Cueva_del_Milodon_Drone	Aerial photogrammetry	7,304,141	10 cm
Cueva_del_Milodon_Pleiades	Satellite photogrammetry	2,595,326	50 cm
Cueva_del_Medio_20mm	Terrestrial lasergrammetry	58,956,840	20 mm
Cueva_del_Medio_Drone	Aerial photogrammetry	3,116,049	10 cm
Cueva_del_Medio_Pleiades	Satellite photogrammetry	3,091,534	50 cm
Cueva_Chica_20mm	Terrestrial lasergrammetry	29,366,345	20 mm
Cueva_Chica_Drone	Aerial photogrammetry	6,009,138	10 cm
Cueva_Chica_Pleiades	Satellite photogrammetry	1,151,766	50 cm

4.1.3 Construction du nuage de points des grottes

Les opérations lasergrammétriques ont été conduites en décembre 2018. Nous avons utilisé un scanner laser à mesure de différence de phase FARO Focus, ainsi qu'un jeu de cibles sphériques d'un diamètre de 14,1 cm (Figure 4.13). Le nuage de points a été assemblé à l'aide du logiciel RealWorks v11.0 à partir de cent soixante stations, dont quatre-vingt-six dans la Cueva del Milodón, quarante-sept dans la Cueva del Medio et vingt-sept dans la Cueva Chica. La plupart des stations ont été référencées en utilisant la méthode de la détection automatique des cibles. Les stations partageant un nombre insuffisant de cibles ont été référencées par la méthode du « best fit ». Cette méthode consiste à minimiser la distance entre les points de stations appariées (Besl et McKay, 1992). À l'issue de ces opérations, l'assemblage a été affiné à l'échelle de la grotte en utilisant la méthode du best fit. L'erreur finale d'assemblage est comprise entre 3,8 et 5,3 mm.

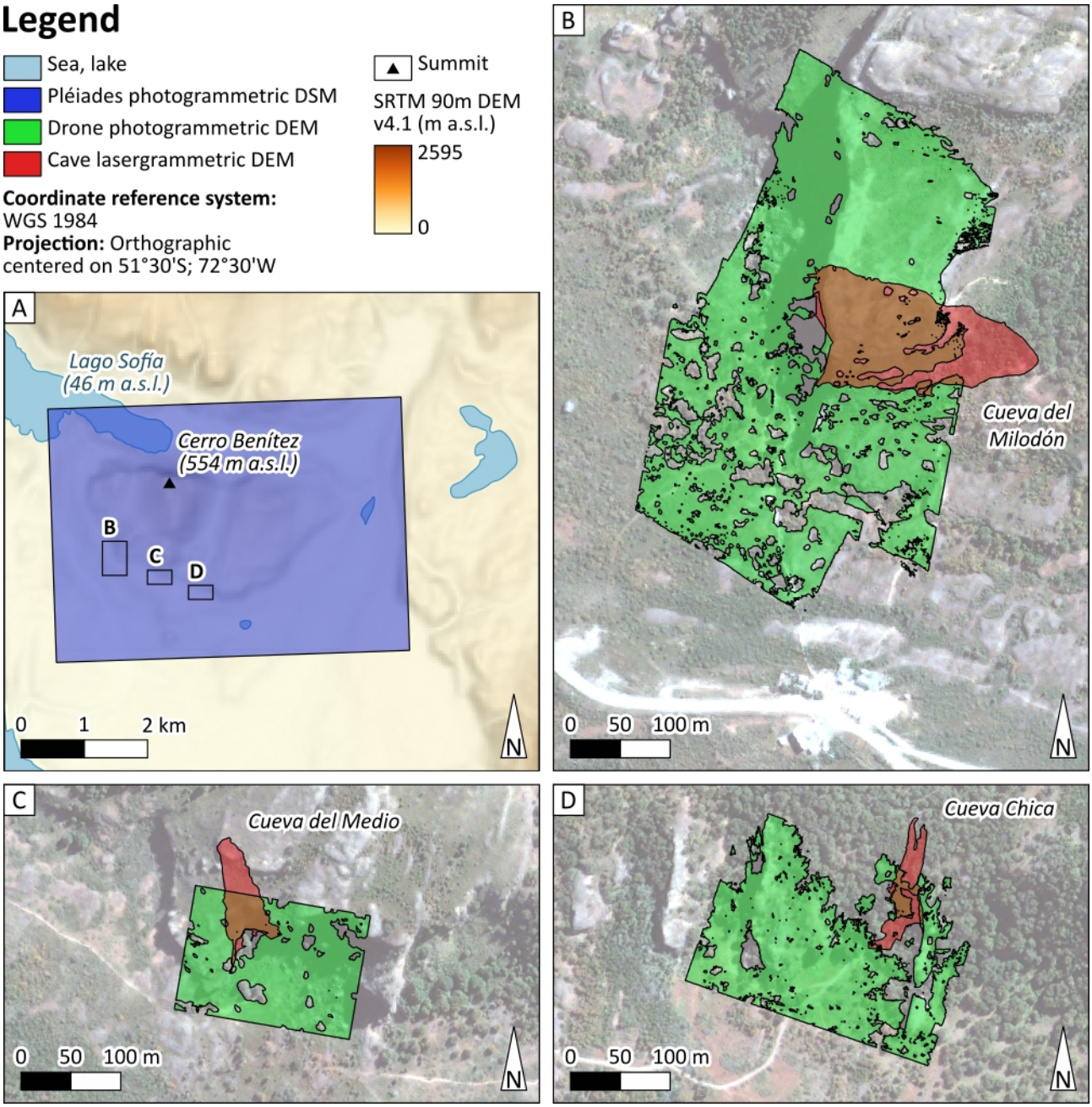


Figure 4.14. Étendue des nuages de points construits pour les besoins de notre étude. A : Cerro Benítez. B : Cueva del Milodón. C : Cueva del Medio. D : Cueva Chica.

4.1.4 Construction du nuage de points des versants

Les opérations photogrammétriques ont été conduites en décembre 2019. Nous avons utilisé un drone DJI Phantom IV (Figure 4.13) piloté par Philippe Grandjean (université de Lyon 1). Un nuage de points d'une résolution d'environ 10 cm a été généré à l'aide du logiciel Photoscan v1.2.5, à partir de quatre cent trente-quatre photographies, dont cent sept au voisinage de la Cueva del

Milodón, cent quatre-vingt-quatorze au voisinage de la Cueva del Medio et cent trente-trois au voisinage de la Cueva Chica.

4.1.5 Géoréférencement

Un nuage de points d'une résolution de 50 cm a été généré à l'aide du logiciel Cloud Compare v2.10.1., à partir du MNS du Cerro Benítez construit pour les besoins de nos récents travaux (Girault et al., 2022). Ce dernier est géoréférencé dans le système de coordonnées de référence UTM zone 18S. Le nuage de points des versants et le nuage de points des grottes ont ensuite été assemblés au nuage de points du Cerro Benítez en utilisant ce dernier comme référence, à l'aide du logiciel RealWorks v11.0, par la méthode du best fit (Figures 4.15 et 4.16). L'erreur d'assemblage est inférieure à 5 cm.

4.1.6 Nettoyage et maillage

Nous avons utilisé le logiciel 3D Reshaper 2018. Plusieurs étapes de nettoyage ont été nécessaires pour sélectionner les points à mailler. Un échantillon du nuage de points des grottes préalablement géoréférencé, d'une résolution de 2 mm, a fait l'objet d'un premier nettoyage par détection automatique du bruit de fond, d'une intensité de 50 %. La végétation, le mobilier et les visiteurs ont ensuite été segmentés manuellement (Figure 4.17). Le nuage de points résiduel a fait l'objet d'un second nettoyage par détection automatique du bruit de fond avec une intensité de 20 %.

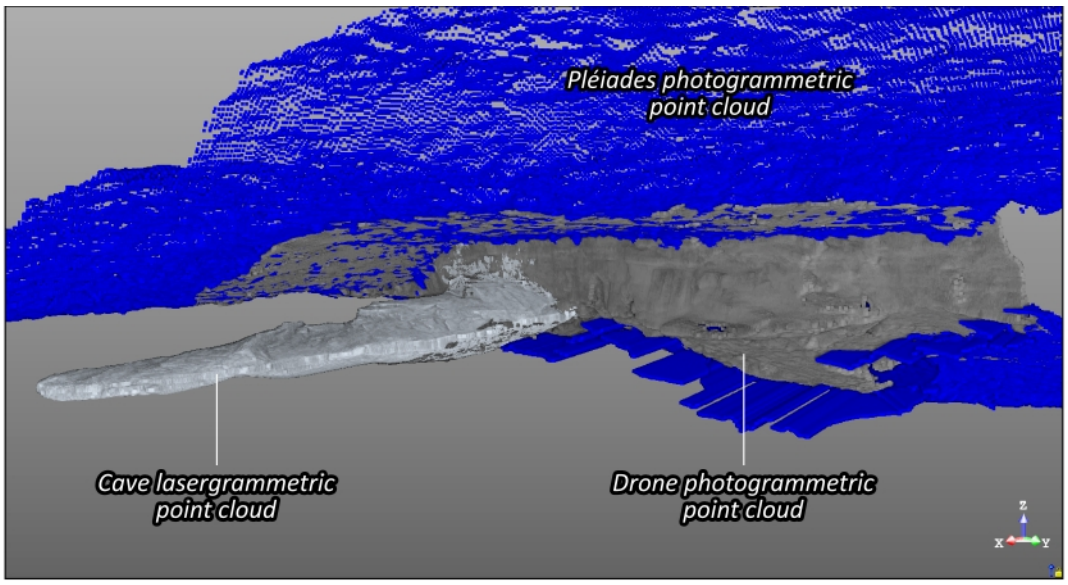


Figure 4.15. Assemblage des nuages de points du Cerro Benítez (en bleu), des versants (en gris) et de la Cueva del Milodón (en blanc) par la méthode du best fit, à l'aide du logiciel RealWorks v11.0.

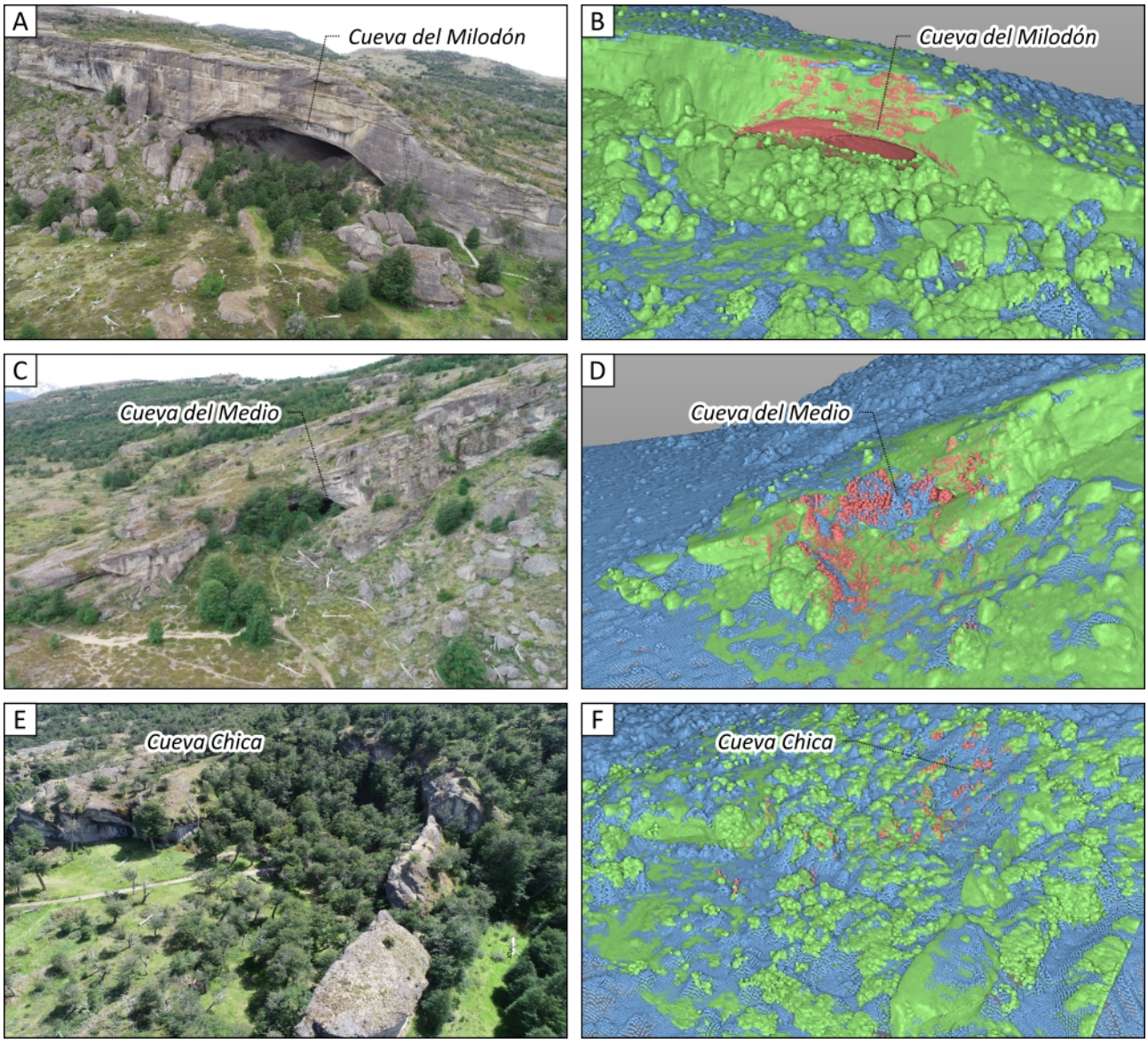


Figure 4.16. Assemblage des nuages de points du Cerro Benítez (en bleu), des versants (en vert) et des grottes (en rouge) par la méthode du best fit, à l'aide du logiciel RealWorks v11.0. A, C, E : photographies aériennes. B, D, F : nuages de points. A, B : Cueva del Milodón. C, D : Cueva del Medio. E, F : Cueva Chica.

Nous avons réalisé trois maillages successifs d'une résolution croissante, avec une limite de détection des trous trois fois supérieure à la longueur moyenne des facettes triangulaires (Figure 4.17). Le réseau initial, composé de facettes triangulaires d'une longueur moyenne atteignant 1 m, a été affiné avec des facettes d'une longueur moyenne de 50 cm, puis de 10 cm (Tableau 4.3 ; Figure 4.18). Des corrections manuelles ont été apportées au réseau avant chaque étape d'affinage (Figure 3.17), afin de guider le maillage au plus près du nuage de points et d'éliminer les topologies impossibles (Verhoeven, 2017).

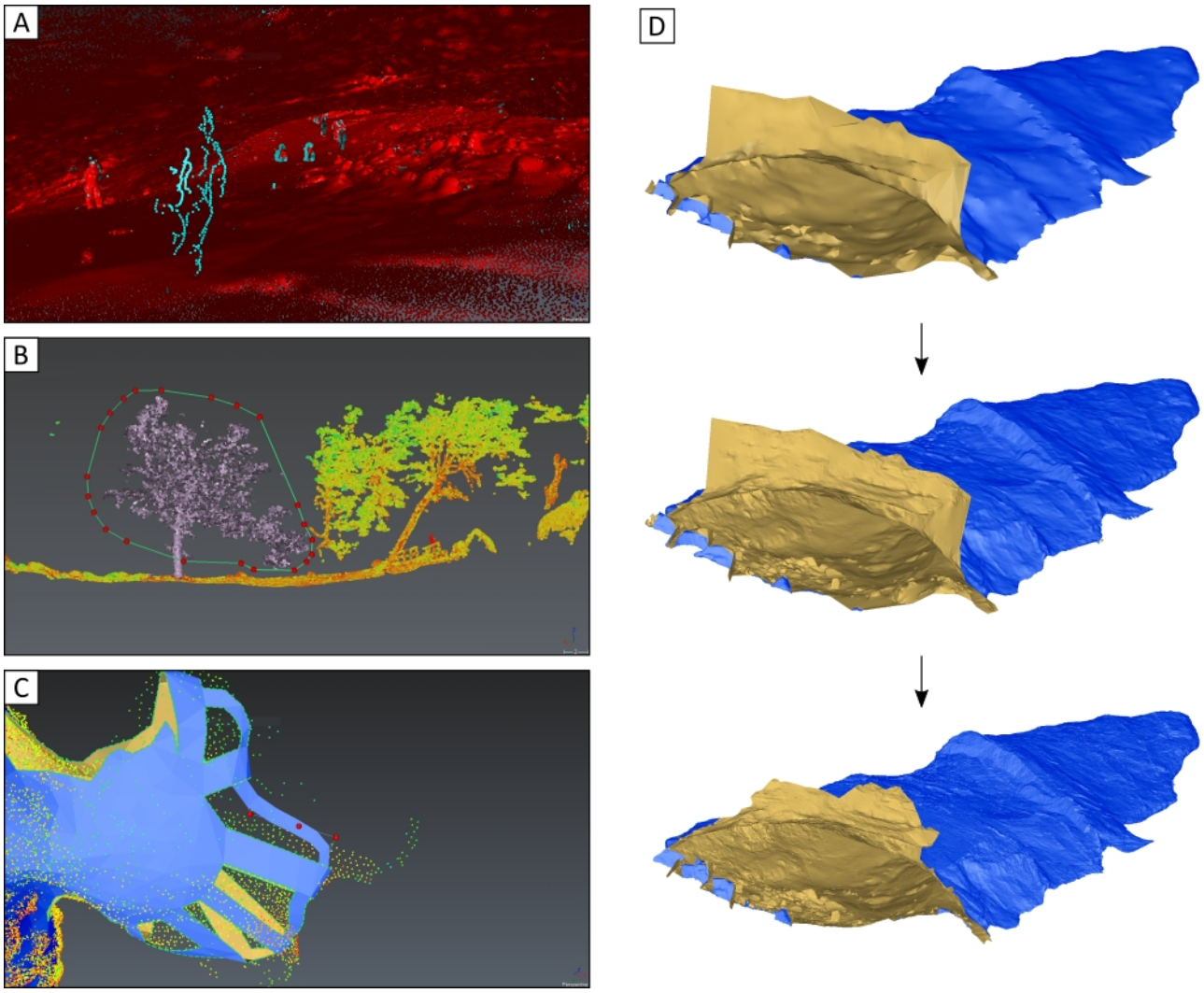


Figure 4.17. Nettoyage et maillage du nuage de points des grottes, à l'aide du logiciel 3D Reshaper 2018. A : nettoyage par détection automatique du bruit de fond, Cueva Chica. B : nettoyage par segmentation manuelle, Cueva del Milodón. C : correction manuelle du réseau de facettes triangulaires, Cueva del Medio. D : affinage du réseau de facettes triangulaires initial de la Cueva del Milodón, avec des facettes triangulaires d'une longueur moyenne de 50, puis 10 cm.

Un modèle numérique de terrain (MNT) d'une résolution de 10 cm a été généré à l'aide du logiciel Cloud Compare v2.10.1, à partir du réseau de facettes triangulaires final. Ce dernier permet de cartographier les grottes avec une précision inédite (Figure 4.19).

Tableau 4.3. Caractéristiques des modèles 3D numériques des grottes du Cerro Benítez construits pour les besoins de notre étude.

Model	Point cloud of reference	Number of facets	Resolution	Volume (m^3)
Cueva_del_Milodón_10cm	Cueva_del_Milodon_20mm	20,088,329	10 cm	221,695
Cueva_del_Medio_10cm	Cueva_del_Medio_20mm	3,776,134	10 cm	10,086
Cueva_Chica_10cm	Cueva_Chica_20mm	2,793,499	10 cm	3002

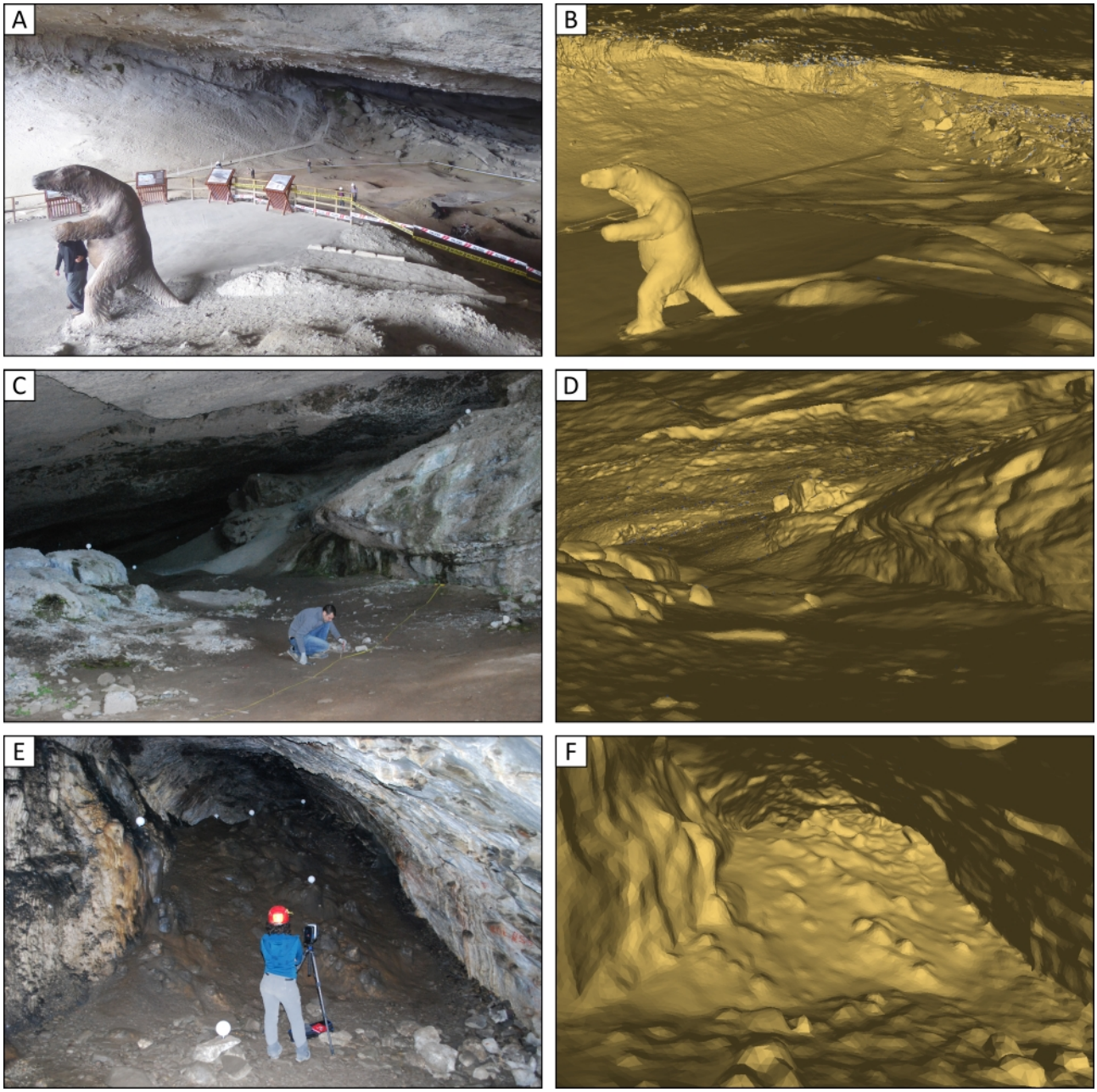


Figure 4.18. Détails du modèle 3D numérique des grottes du Cerro Benítez. A, C, E : photographies. B, D, F : réseau de facettes triangulaires, d'une longueur moyenne de 10 cm. A, B : Cueva del Milodón. C, D : Cueva del Medio. E, F : Cueva Chica.

4.2 Tomographie de résistivité électrique

4.2.1 Choix de la méthode

La tomographie de résistivité électrique est une méthode d'exploration géophysique du sous-sol qui a fait ses preuves dans l'identification des surfaces d'érosion enfouies du substrat rocheux (Delannoy et al., 2007 ; Verdet et al., 2020 ; Genuite et al., 2021). Dans les roches pauvres en minéraux conducteurs, la conduction électrique est essentiellement assurée par les fluides électrolytiques interstitiels. La résistivité électrique dépend donc de la porosité, de la fraction de la porosité contenant de l'eau et de la salinité de l'eau (Reynolds, 2011). L'interface entre une couche de sédiments humides et le substrat induré sous-jacent est donc généralement marqué par un fort gradient de résistivité électrique.

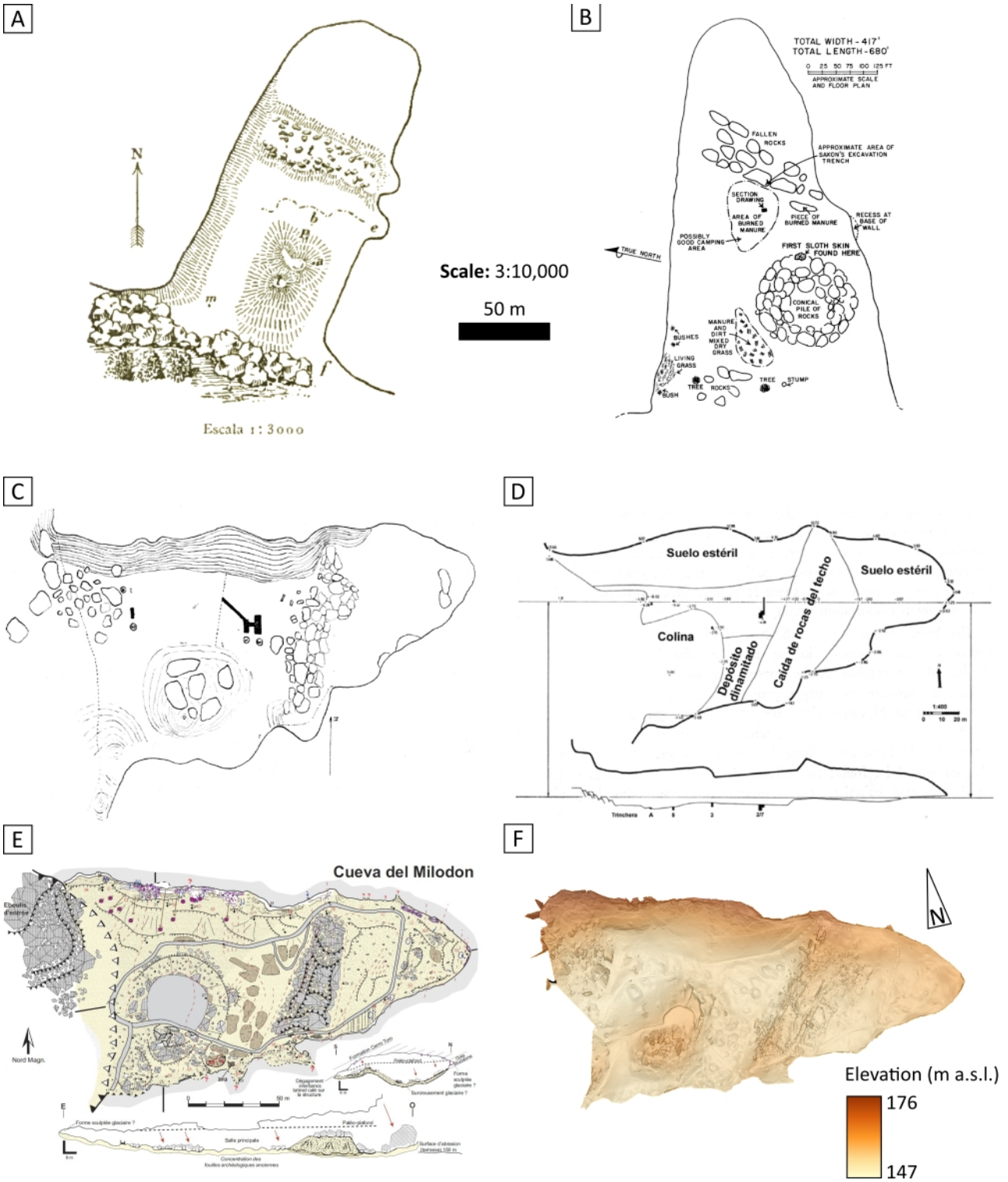
4.2.2 Principe de fonctionnement

Les électrodes sont disposées le long d'un profil rectiligne et reliées à un moniteur par un câble électrique. Le courant est injecté dans le sol au moyen d'une paire d'électrodes. La résistivité apparente du sous-sol est calculée, en chaque point de la section, d'après la différence de potentiel (ΔV) entre le dipôle d'injection et le dipôle de mesure, l'intensité (I) du courant et le facteur géométrique (K) propre au dispositif d'électrodes employé, selon l'équation :

$$\rho = K. \Delta V / I$$

Les valeurs de résistivité apparente font ensuite l'objet d'une inversion visant à déterminer les valeurs de résistivité réelle par itérations successives, par la méthode des moindres carrés (Loke, 2000 ; Reynolds, 2011).

Figure 4.19 (page suivante). Comparaison des cartes de la Cueva del Milodón publiées de 1899 à 2018, et du MNT construit pour les besoins de notre étude. A : carte levée par Hauthal (1899). B : carte levée par Bird lors de sa visite en 1937, et publiée en 1988. Ces deux cartes aux formes et à l'échelle approximatives s'apparentent davantage à des croquis de terrain. C : carte levée par Emperaire et Laming (1954). Cette dernière marque un saut qualitatif par rapport aux précédentes. La forme des parois et la position des blocs éboulés est restituée fidèlement. D : carte schématique levée par Saxon (1979). La section longitudinale qui l'accompagne est erronée. E : carte géomorphologique levée au lasermètre par Todisco et al. (2018). D'une précision supérieure aux précédentes, cette carte souffre encore de plusieurs erreurs d'échelle. La coupe géologique transversale qui l'accompagne est erronée. F : MNT d'une résolution de 10 cm construit pour les besoins de notre étude. D'une précision et d'une fidélité inédites, ce dernier représente en outre la première carte géoréférencée de la Cueva del Milodón.



4.2.3 Choix du dispositif d'électrodes

Le dispositif d'électrodes désigne la position relative des électrodes d'injection et de mesure. Le choix du dispositif est orienté par la nature des structures attendues. Les dispositifs les plus couramment utilisés sont les dispositifs Wenner, dipôle-dipôle et Wenner-Schlumberger. Le dispositif Wenner est sensible aux variations verticales de résistivité électrique, au détriment des

variations latérales. Ce dispositif est donc approprié à la détection des structures horizontales. Au contraire, le dispositif dipôle-dipôle est sensible aux variations latérales, au détriment des variations verticales. Ce dispositif est donc approprié à la détection des structures verticales. Le dispositif Wenner-Schlumberger représente un compromis entre les deux précédents. Ce dispositif est donc approprié dans les situations où la présence des structures horizontales et verticales est attendue, afin de ne pas biaiser l'interprétation de la section de résistivité électrique (Loke, 2000). En conditions optimales, il est recommandé de procéder à plusieurs acquisitions en variant le dispositif (Verdet et al., 2020). En raison de la durée de la mission, les profils n'ont bénéficié que d'une à deux acquisitions. Le dispositif Wenner-Schlumberger a donc été systématiquement utilisé. Plusieurs profils ont en outre bénéficié d'une seconde acquisition, avec le dispositif dipôle-dipôle (Tableau 4.4).

Tableau 4.4. Caractéristiques des profils de résistivité électrique réalisés pour les besoins de notre étude. WD : Wenner-Schlumberger ; DD : dipôle-dipôle.

Profile	Electrode spacing (m)	Lenght (m)	Array	Orientation relative to the cave	Final RMS of inversion
Milodón 1a+b	1.5	97.5	WS, DD	Transversal	7.7
Milodón 2a+b	2	160	WS, DD	Longitudinal	7.9
Milodón 3	1	47	WS	Transversal	3.8
Milodón 4	1	47	WS	Longitudinal	4.5
Milodón 5	4	188	WS, DD	Longitudinal	9.0
Milodón 6	2	94	WS, DD	Longitudinal	6.0
Milodón 7	2	94	WS	Longitudinal	5.1
Medio 1	2	94	WS, DD	Longitudinal	4.9
Medio 2	2	94	WS, DD	Longitudinal	3.8
Medio 3	1	47	WS	Oblique	4.1
Chica 1	2	94	WS	Longitudinal	3.6

4.2.4 Stratégie d'implantation des profils de résistivité électrique

Nous avons utilisé un résistivimètre Syscal Junior, développé par Iris Instruments, avec un jeu de quarante-huit électrodes (Figure 4.13). La profondeur d'exploration du dispositif Wenner-Schlumberger équivaut typiquement à 19 % de la longueur du profil (Loke, 2000). Considérant que la couche de sédiments atteint par endroit une épaisseur supérieure à 5 m, nous avons réalisé des profils d'une longueur de 47 à 188 m, avec un espacement entre les électrodes compris entre 1 et 4 m. L'implantation des profils a été dictée par l'objectif de quadriller le toit du substrat rocheux aussi étroitement que possible, compte tenu de la contrainte que représente la présence d'obstacles tels que les cônes d'éboulis.

Les mesures de résistivité électrique ont été réalisées en décembre 2018. Cinq profils longitudinaux et deux profils transversaux ont été réalisés dans la Cueva del Milodón (Figure 4.20), deux profils longitudinaux et un profil oblique dans la Cueva del Medio, ainsi qu'un profil longitudinal dans la Cueva Chica (Figure 4.21). Deux profils composites (Milodón 1a+b et Milodón 2a+b) ont été obtenus par l'assemblage de sections tirées d'acquisitions successives, afin d'accroître la longueur d'exploration en conservant une résolution satisfaisante (Tableau 4.4).

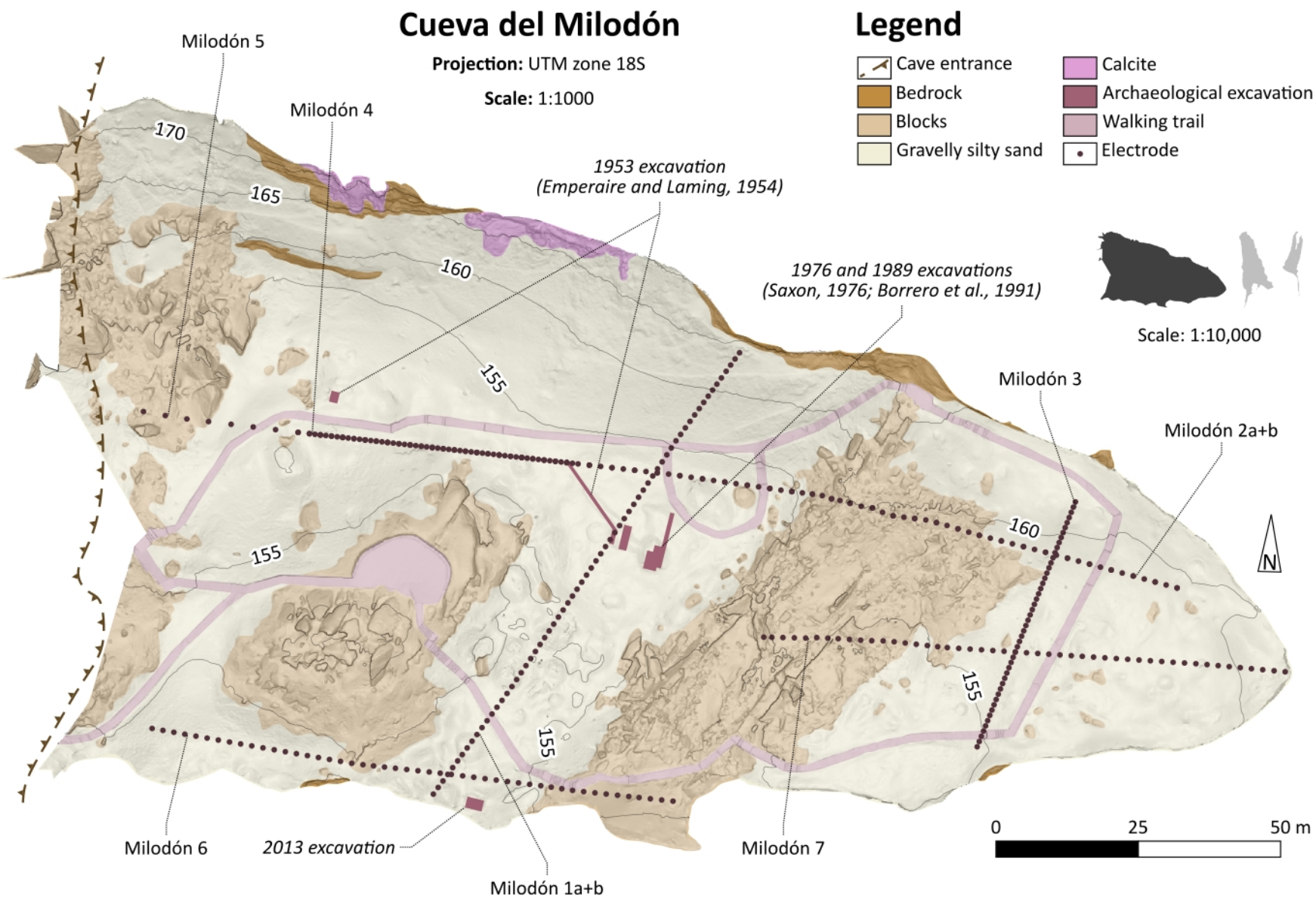
4.2.5 Géoréférencement des profils de résistivité électrique

Les coordonnées des électrodes ont été déterminées d'après le modèle 3D des grottes, à l'aide du logiciel 3D Reshaper 2018. Nous avons relié par des segments de droites des points de contrôle dont la position sur les profils a été relevée sur le terrain, tels que l'intersection avec un bloc, un chemin ou un autre profil. Ces segments de droites ont ensuite été projetés à la surface du réseau de facettes triangulaires. La longueur des profils a été ajustée manuellement par segmentation des extrémités, afin que la position des points de contrôle dans le modèle concorde avec la position relevée sur le terrain avec une erreur inférieure à 1 cm. Chaque profil a ensuite été divisé en quarante-sept segments de même longueur, dont les quarante-huit sommets marquent l'emplacement des électrodes.

4.2.6 Traitement des données

Nous avons utilisé le logiciel Prosys II pour filtrer les valeurs de résistivité apparente et attribuer aux électrodes l'altitude déterminée d'après le modèle 3D des grottes. Les inversions en mode « robust » (Claerbout et Muir, 1973) ont été effectuées par Amélie Quiquerez (université de Bourgogne) à l'aide du logiciel Res2DInv v4.10.20, en utilisant les coordonnées cartésiennes des électrodes dans le système de référence UTM zone 18S. La qualité de l'inversion est inversement proportionnelle à la moyenne quadratique (« root mean square ») de la différence entre les valeurs de résistivité apparente modélisées et mesurées (Loke, 2000). Les diagrammes de résistivité électrique ont été représentés à l'aide du logiciel Surfer 23 en utilisant une interpolation triangulaire. Enfin, les profils ont fait l'objet d'une inspection visuelle en 3D à l'aide du logiciel Paraview 5.9.0.

Figure 4.20 (page suivante). Carte géomorphologique de la Cueva del Milodón, indiquant l'emplacement des profils de résistivité électrique et des principales fouilles conduites de 1953 à 2013.


Cueva del Milodón
Projection: UTM zone 18S
Scale: 1:1000
Legend
Cave entrance
Bedrock
Blocks
Gravelly silty sand
Calcite
Archaeological excavation
Walking trail
Electrode
Scale: 1:10,000
Milodón 5
Milodón 4
1953 excavation
(Emperaire and Laming, 1954)
1976 and 1989 excavations
(Saxon, 1976; Borrero et al., 1991)
Milodón 3
Milodón 2a+b
Milodón 6
2013 excavation
Milodón 1a+b
Milodón 7
170
165
160
155
N
0
25
50 m

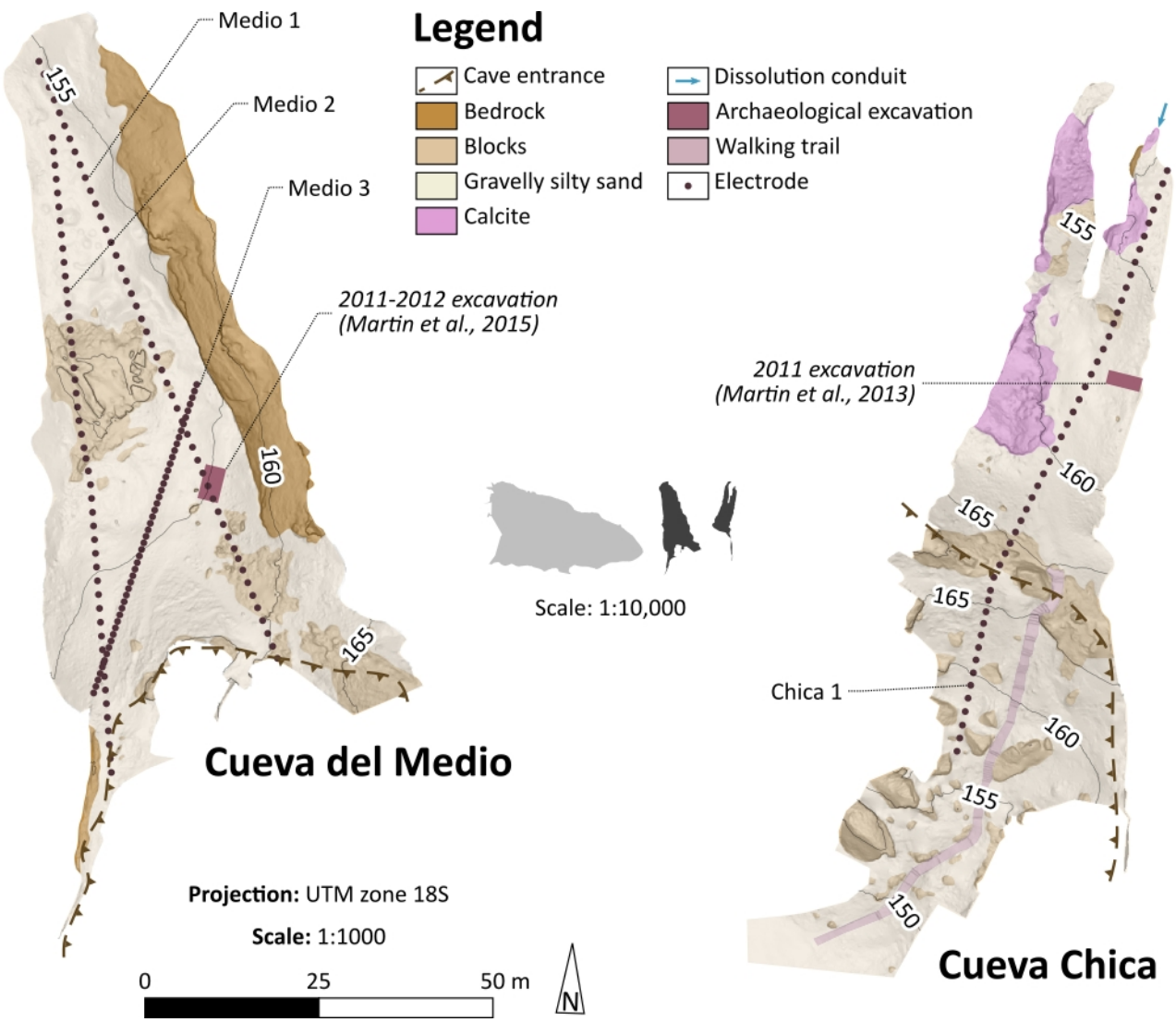


Figure 4.21. Carte géomorphologique de la Cueva del Medio et de la Cueva Chica, indiquant l'emplacement des profils de résistivité électrique et des principales fouilles conduites de 2011 à 2012.

4.3 Analyse structurale

Les cavités du Cerro Benítez s'ouvrent à la faveur de structures préexistantes. Afin d'évaluer l'influence de la structure du substrat rocheux sur la spéléogenèse, nous avons cherché à comparer l'orientation des strates affleurantes, par rapport à l'escarpement rocheux, dans les grottes et dans les abris-sous-roches. L'azimut et le pendage des bancs de grès et de mudstone ont été mesurés à l'aide d'une boussole et d'un clinomètre dans chacune des quinze cavités du Cerro Benítez. Des mesures additionnelles ont été réalisées dans un rayon de 500 m autour des trois grottes principales.

5 Résultats

5.1 Morphologie enfouie du toit du substrat rocheux

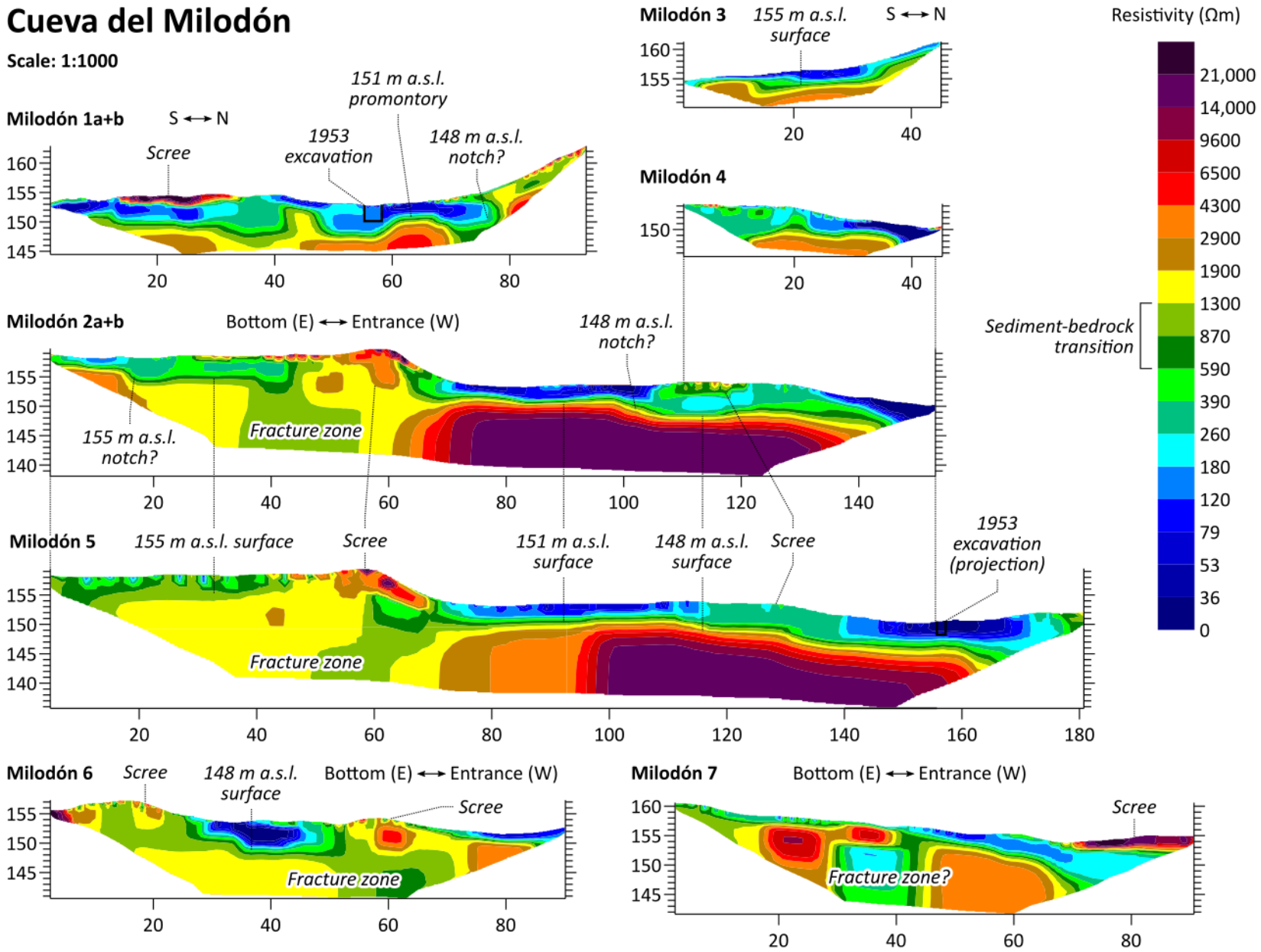
Les profils de résistivité électrique sont reportés dans les Figures 4.22, 4.23, 4.24 et 4.25. Les sédiments d'âge pléistocène documentés par les fouilles archéologiques sont caractérisés par des valeurs inférieures à 590 Ωm. Les éboulis et le substrat rocheux présentent généralement des valeurs supérieures à 1300 Ωm. Ces résultats sont conformes aux valeurs documentées dans les sédiments meubles et dans les conglomérats par les travaux antérieurs (Reynolds, 2011). L'interface entre les sédiments d'âge pléistocène et les bancs de conglomérat, éboulés ou in situ, est exprimée par un gradient vertical de résistivité électrique élevé, typiquement supérieur à environ 400 $\Omega m.m^{-1}$. La position du toit du substrat rocheux peut donc être déterminée avec une incertitude d'environ 1 m.

Les profils longitudinaux de la Cueva del Milodón (profils Milodón 2a+b, Milodón 4, Milodón 5, Milodón 6 et Milodón 7) indiquent que le toit du substrat rocheux s'élève vers le fond de la grotte, dont le terminus est situé à 160 m d'altitude. Les sédiments d'âge pléistocènes atteignent une épaisseur maximale de 5 m (profil Milodón 1a+b). Nous avons identifié trois surfaces d'érosion étagées à section horizontale, aussi bien sur les profils longitudinaux que sur les profils transversaux (profils Milodón 1a+b et Milodón 3), situées à 148, 151 et 155 m d'altitude, et délimitées par au moins deux ruptures de pente à 148 et 155 m d'altitude. Sur le profil Milodón 1a+b, la surface d'érosion à 148 m d'altitude est composée de trois segments délimités par deux surfaces convexes culminant à environ 151 m d'altitude. L'une d'entre elles, située à l'intersection avec le profil longitudinal Milodón 2a+b, est latéralement continue avec la surface d'érosion à 151 m d'altitude. Le cône d'éboulis est masque la transition latérale entre les surfaces d'érosion à 151 et 155 m d'altitude (profils Milodón 2a+b et Milodón 5). Sur plusieurs profils longitudinaux (profils Milodón 2a+b, Milodón 5, Milodón 6), le substrat rocheux présente des variations latérales de résistivité électrique entre 870 et 14 000 Ωm. Ces dernières sont imputées à la présence de fractures verticales, orientées N30°, favorisant localement l'infiltration d'eau dans le substrat rocheux.

Figure 4.22 (page suivante). Profils de résistivité électrique de la Cueva del Milodón. L'altitude et la longueur des profils sont exprimées en m.

Cueva del Milodón

Scale: 1:1000



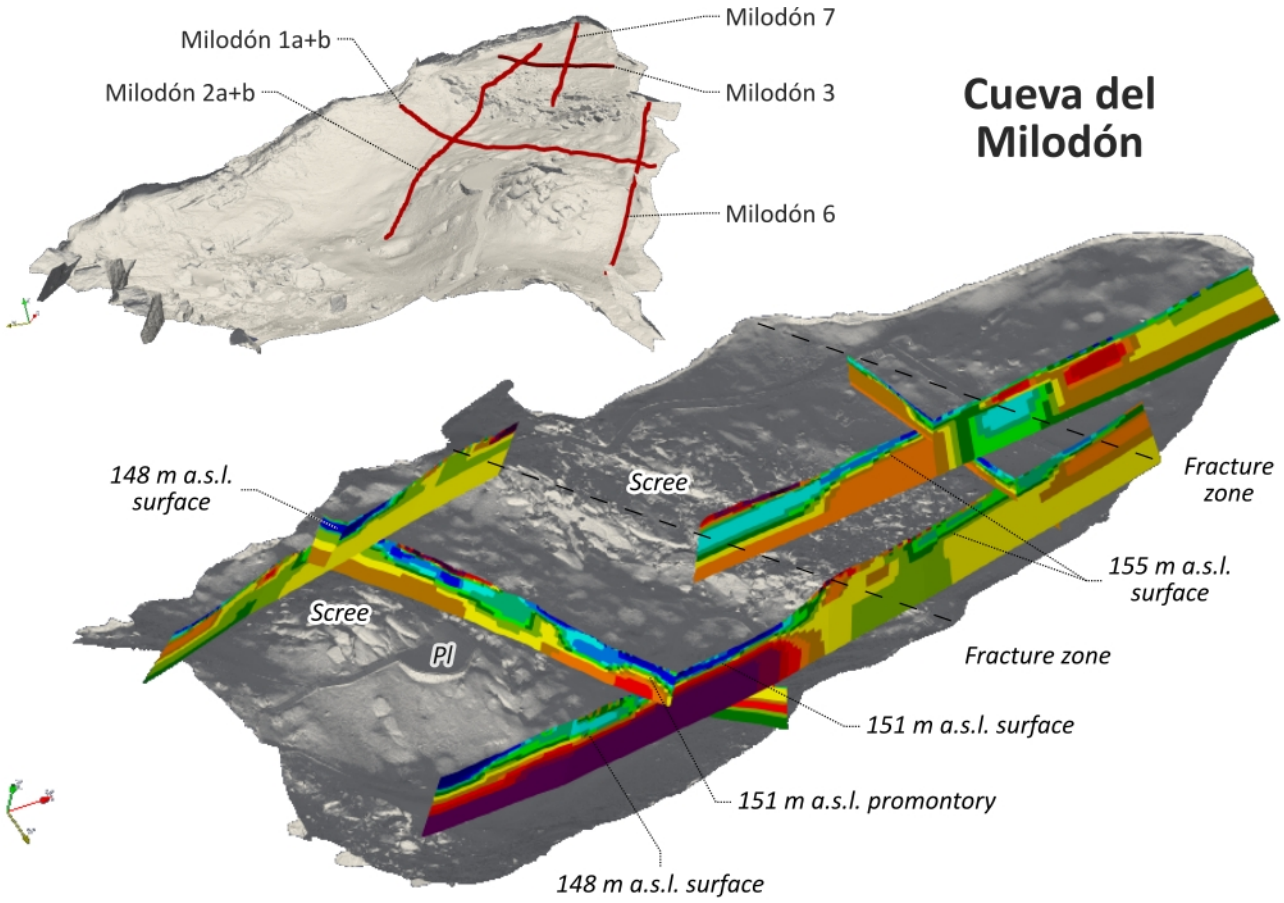


Figure 4.23. Vue en perspective des profils de résistivité électrique de la Cueva del Milodón, ainsi que du modèle 3D du sol de la grotte.

Dans la Cueva del Medio, les profils longitudinaux (profils Medio 1 et Medio 2) présentent une surface d'érosion à section horizontale, située à 148 m d'altitude. Cette surface d'érosion est masquée à l'entrée de la grotte par un cône d'éboulis (profils Medio 1, Medio 2 et Medio 3), ayant fait l'objet de fouilles de 2011 à 2012 (Martin et al., 2015). Le terminus de la grotte est situé à 155 m d'altitude.

Dans la Cueva Chica, le toit du substrat rocheux est masqué par un cône d'éboulis (profil Chica 1), ayant fait l'objet de fouilles en 2011 (Martin et al., 2013). Le terminus de la grotte est situé à 155 m d'altitude.

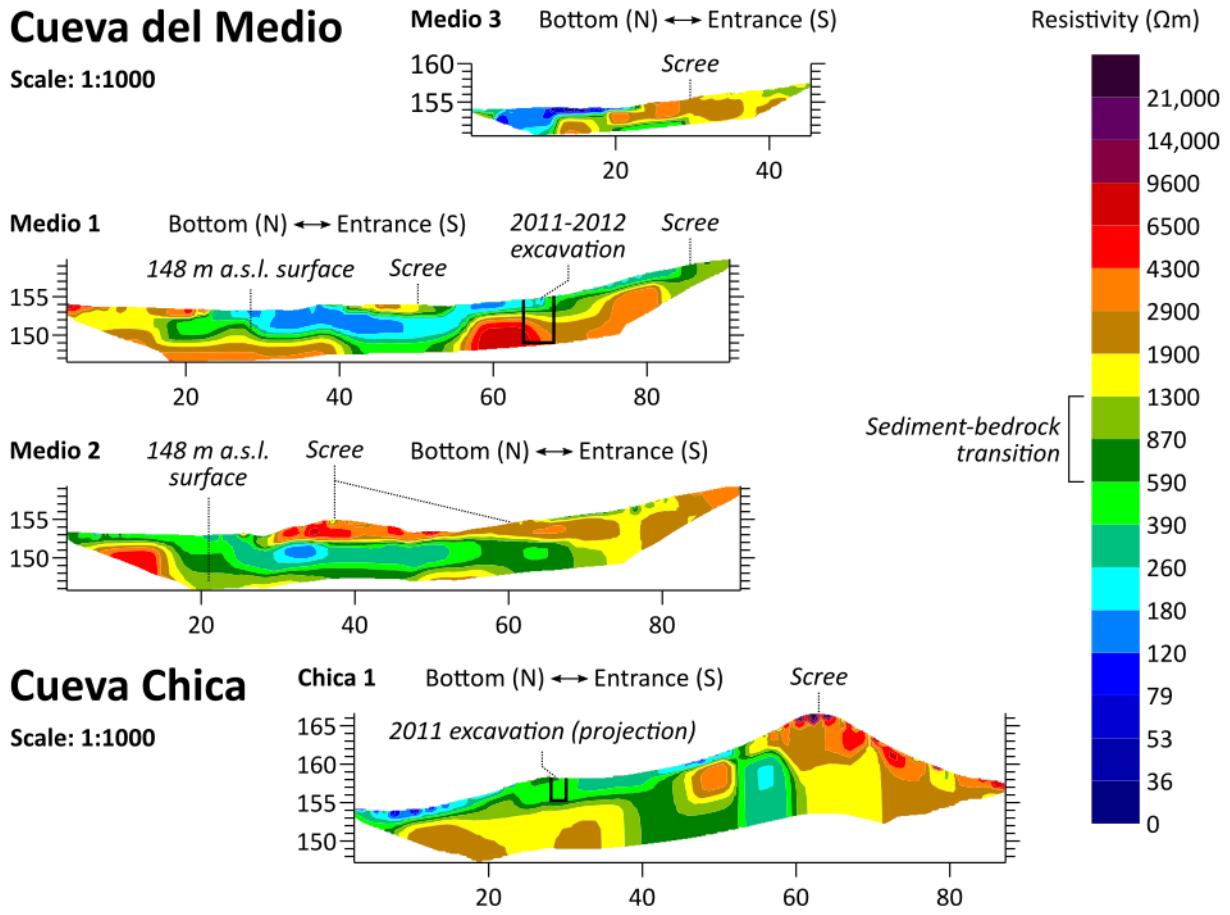


Figure 4.24. Diagrammes de résistivité électrique de la Cueva del Medio et de la Cueva Chica. L'altitude et la longueur des profils sont exprimées en m.

5.2 Structure des cavités

L'orientation des strates affleurantes reflète la structure générale du Cerro Benítez, avec des pendages divergents de part et d'autre de l'axe anticlinal. L'angle entre l'azimut des strates affleurantes et l'escarpement rocheux diffère en fonction de la morphologie des cavités (Figure 4.26). Dans les abris-sous-roches, ce dernier varie entre 8° (Alero Los Conglomerados) et 86° (Alero Ovejas Muertas). Dans les grottes, cet angle est systématiquement supérieur à 45°, à l'exception de deux grottes ouvertes le long de fractures verticales (Alero Quemado, Cueva Nordenskjöld).

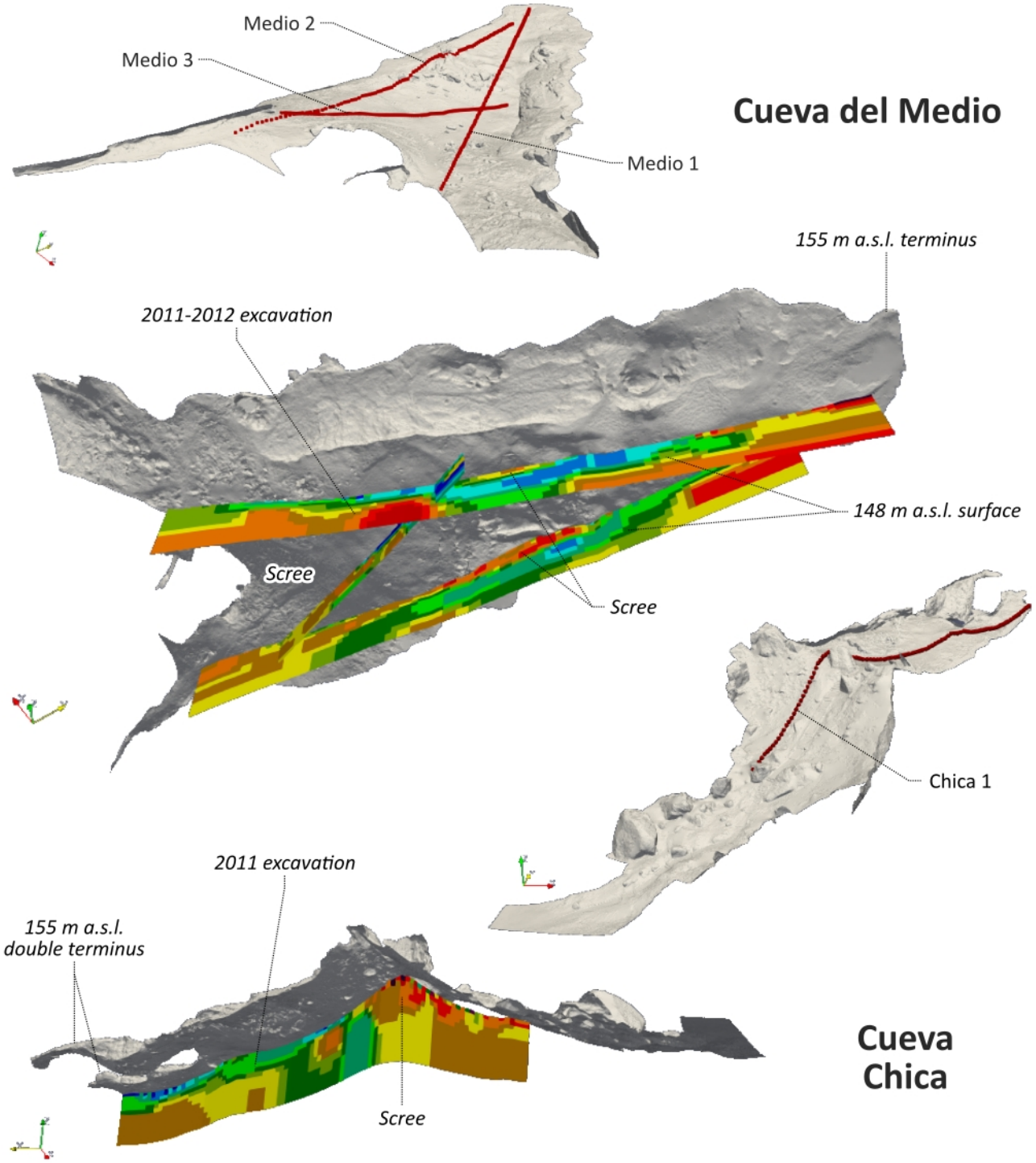


Figure 4.25. Vue en perspective des profils de résistivité électrique de la Cueva del Medio et de la Cueva Chica, ainsi que du modèle 3D du sol des grottes.

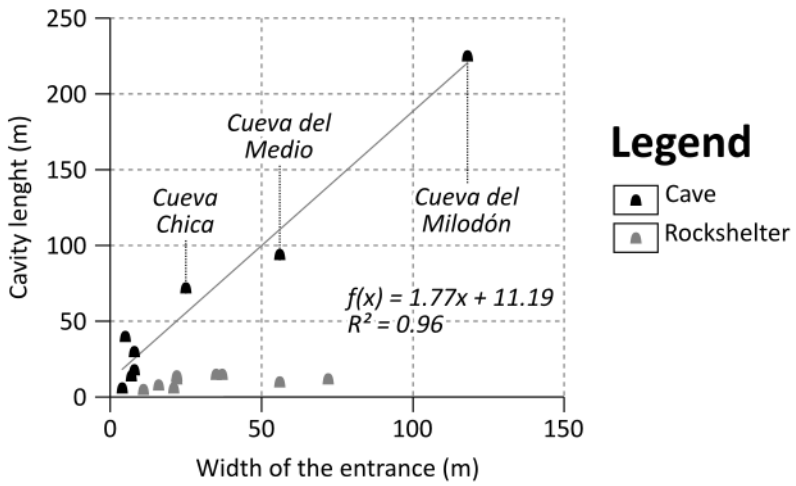


Figure 4.26. Angle entre l'azimut des strates affleurantes et l'escarpement rocheux des grottes et abris-sous-roches du Cerro Benítez.

6 Discussion

6.1 Témoins morphologiques de la spéléogenèse glaciolacustre

Le modèle glaciolacustre fournit une explication compréhensive de la distribution spatiale de la majorité des cavités. La comparaison de la morphologie des surfaces d'érosion situées à l'intérieur et à l'extérieur des cavités confirme sans équivoque cette hypothèse. Le terminus des trois grottes principales coïncide avec les anciens niveaux lacustres exprimés à l'extérieur des cavités. Le terminus de la Cueva del Medio et de la Cueva Chica coïncide avec la ligne de rivage à 155 m d'altitude décrite par nos récents travaux (Girault et al., 2022). Le terminus de la Cueva del Milodón coïncide avec une ligne de rivage à 160 m, absente du versant sud du Cerro Benítez en raison de la présence d'escarpements paraglaciaires à cette altitude (Girault et al., 2022), mais présente à l'extrémité est du Cerro Benítez (Figure 4.4). Les surfaces d'érosion enfouies à 155 et 148 m d'altitude identifiées dans la Cueva del Milodón et dans la Cueva del Medio coïncident avec les niveaux lacustres décrits par nos récents travaux (Girault et al., 2022). La surface d'érosion enfouie à 151 m d'altitude identifiée dans la Cueva del Milodón coïncide avec un niveau lacustre intermédiaire, exprimé à l'extrémité est du Cerro Benítez à la surface d'un delta proglaciaire (Figure 4.4). Ces résultats nous conduisent à interpréter la surface d'érosion initiale des cavités comme l'extension latérale de la plateforme d'érosion lacustre, conformément au modèle glaciolacustre. La ruptures de pente étagées décrites dans la Cueva del Milodón sont interprétées comme des encoches lacustres (Figure 4.27), et la surface convexe culminant à 151 m d'altitude

identifiée sur le profil Milodón 1a+b comme un promontoire résiduel, analogue à ceux décrits à l'extérieur des cavités.

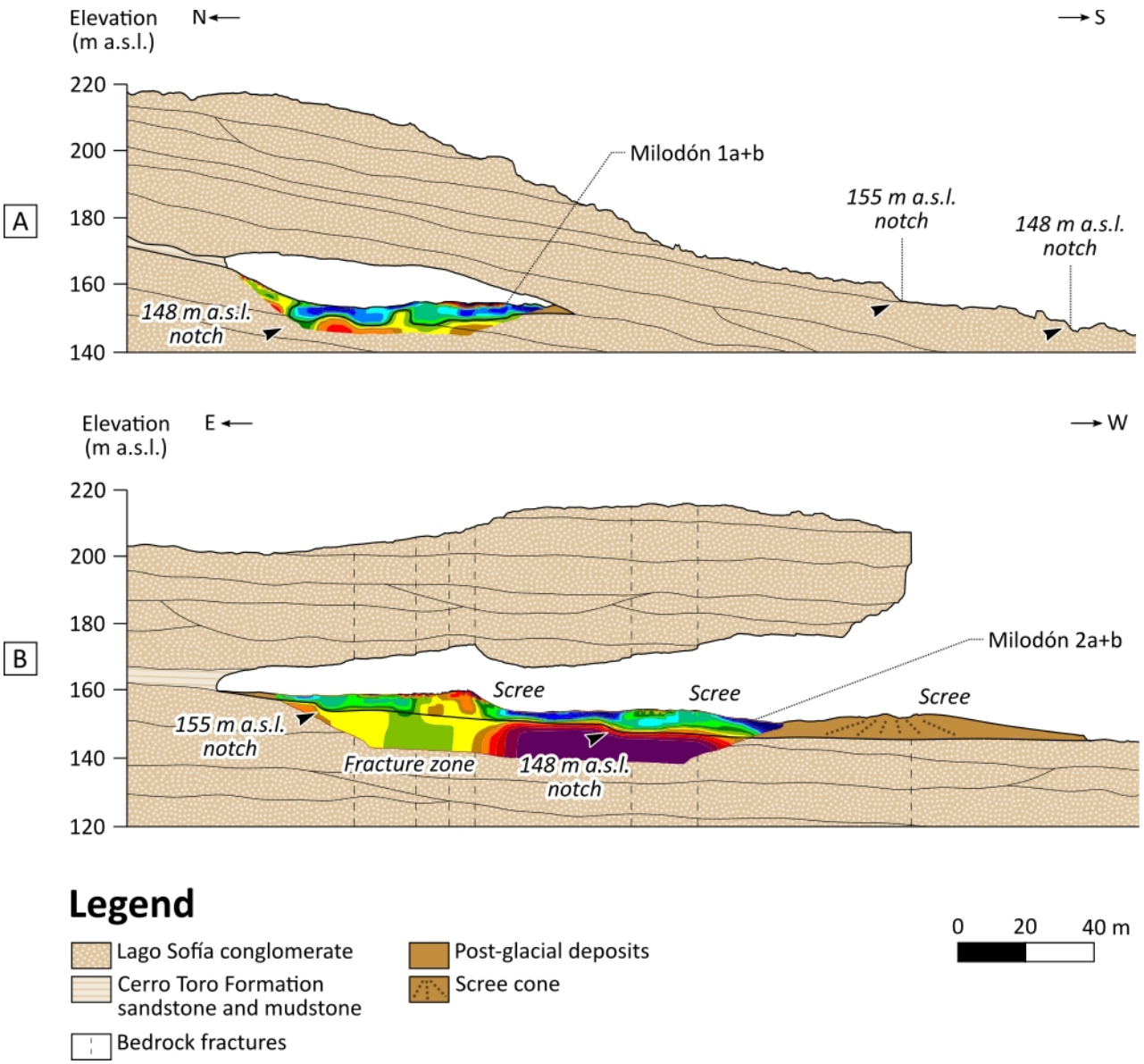


Figure 4.27. Coupes géologiques interprétatives de la Cueva del Milodón, construites d'après le MNT des grottes et le MNS du Cerro Benítez. A : section transversale passant par le profil Milodón 1a+b. B : section longitudinale passant par le profil Milodón 2a+b.

6.2 Chronologie et processus d'érosion

Le modèle glaciolacustre postule que l'ouverture des grottes s'est produite dans l'intervalle de temps séparant la déglaciation du Cerro Benítez de la régression lacustre. Sagredo et al. (2011) ont initialement estimé l'âge minimum de la déglaciation du Cerro Benítez à 17,3-18,2 ka cal. BP et l'âge minimum du drainage du Lago Consuelo à 15,2-15,6 ka cal. BP, d'après la datation par ^{14}C de

sédiments lacustres et de tourbe prélevés dans plusieurs tourbières d'Última Esperanza. Selon Todisco et al. (2018), ces âges impliquent une durée de présence du Lago Consuelo au Cerro Benítez de moins de 3 ka, jugée « incompatible » avec l'hypothèse d'une spéléogenèse glaciolacustre. Cette interprétation chronologique est pourtant contredite par le registre fossile de la Cueva Chica, dont le matériel le plus ancien indique un âge d'émersion minimum de 17,9-18,3 ka cal. BP (Martin et al., 2013).

Nos récents travaux (Girault et al., 2022), s'appuyant sur les âges d'exposition des blocs erratiques déposés sur les versants du Cerro Benítez et sur la plateforme d'érosion du Lago Consuelo, nous permettent d'estimer l'âge du retrait du lobe glaciaire d'Última Esperanza à 31,9 ka, et l'âge de l'abaissement du niveau lacustre en dessous de 148 m d'altitude à 21,7 ka. Ces résultats indiquent que le Lago Consuelo s'est maintenu au contact du Cerro Benítez, à un niveau supérieur à 148 m d'altitude, pendant environ 10 ka. L'hypothèse d'une spéléogenèse glaciolacustre s'accommode-t-elle d'une telle durée ? Afin de répondre à cette question, il est nécessaire de confronter la chronologie de la régression lacustre établie par nos récents travaux (Girault et al., 2022) aux taux d'érosion documentés dans des environnements analogues.

Les auteurs précédents (Feruglio, 1950 ; Sagredo et al., 2011 ; Stern et al., 2011) ont attribué l'ouverture des cavités du Cerro Benítez à l'action mécanique des vagues. Ce processus d'érosion joue un rôle primordial dans l'ouverture des grottes littorales (Sjöberg, 1988 ; Bunnel, 2004 ; Mylroie, 2019). Les grottes littorales actuelles atteignent fréquemment un développement supérieur à 200 m (Bunnel, 2004), pour un âge n'excédant pas 7 ka (Lambeck et al., 2014). En milieu lacustre, la puissance des vagues est limitée par le fetch (Greenwood, 2004). Nos récents travaux (Girault et al., 2022) ont mis en exergue l'influence probable de la cryoclastie sur le développement de la plateforme d'érosion lacustre ceinturant le Cerro Benítez. Lors de la dernière glaciation, le pergélisol s'étend sur la majeure partie de la Patagonie (Trombotto, 2002 ; 2008). Des travaux antérieurs (Matthews et al., 1986 ; Dawson et al., 1987 ; Shakesby et Matthews, 1987 ; Aarseth et Fossen, 2004) ont montré que dans les environnements lacustres périglaciaires actuels, la croissance saisonnière de glace de ségrégation favorise le développement d'une surface d'aplanissement à l'interface entre le lac et la couche active du substrat rocheux. L'ablation des fragments cryoclastiques est assurée par trois processus : l'action mécanique des vagues, la croissance de la glace lacustre et la dérive de la glace lacustre (Dionne, 1979 ; Matthews et al., 1986 ; Dawson et al., 1987 ; Shakesby et Matthews, 1987 ; Aarseth et Fossen, 2004).

Plusieurs auteurs (Matthews et al., 1986 ; Shakesby et Matthews, 1987) ont documenté des taux d'érosion compris entre 2,2 et 4,4 cm.a^{-1}, sur un substrat gabbroïque. L'ouverture d'une cavité de dimensions équivalentes à celles de la Cueva del Milodón dans un intervalle de temps de 10 ka implique un taux d'érosion équivalent, d'au moins 2,3 cm.a^{-1}. De surcroît, la dissolution de la fraction carbonatée au contact du lac a favorisé l'érosion des lentilles de grès.

6.3 Influence de la structure du substrat rocheux sur le développement des cavités

La distribution spatiales des grottes et des abris-sous-roches s'explique aisément par l'érosion différentielle de l'ancien rivage glaciolacustre. Contrairement aux abris-sous-roches, le développement des grottes est fortement corrélée (R^2 = 0,96) à la largeur de l'entrée (Figure 4.28). À l'exception des grottes ouvertes à la faveur de fractures verticales (Alero Quemado, Cueva de la Ventana et Cueva Nordenskjöld), la morphologie des cavités est donc déterminée par la section plane de la lentille de grès hôte par le niveau lacustre. En effet, le sapement des escarpements fortement obliques (> 45°) à l'azimut des strates affleurantes favorise l'érosion des bancs de grès et de mudstone dans le plan horizontal, et donc le développement des grottes. Au contraire, le sapement des escarpements faiblement obliques (< 45°) restreint l'érosion des bancs de grès et de mudstone, favorisant l'apparition d'abris-sous-roches (Figure 4.29).

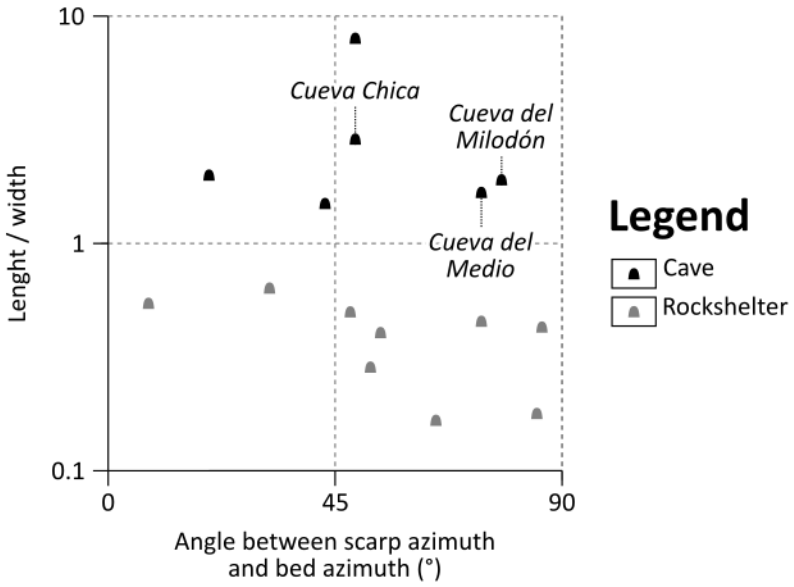


Figure 4.28. Distribution du développement des cavités du Cerro Benítez en fonction de la largeur de l'entrée, et modèle de régression linéaire des grottes.

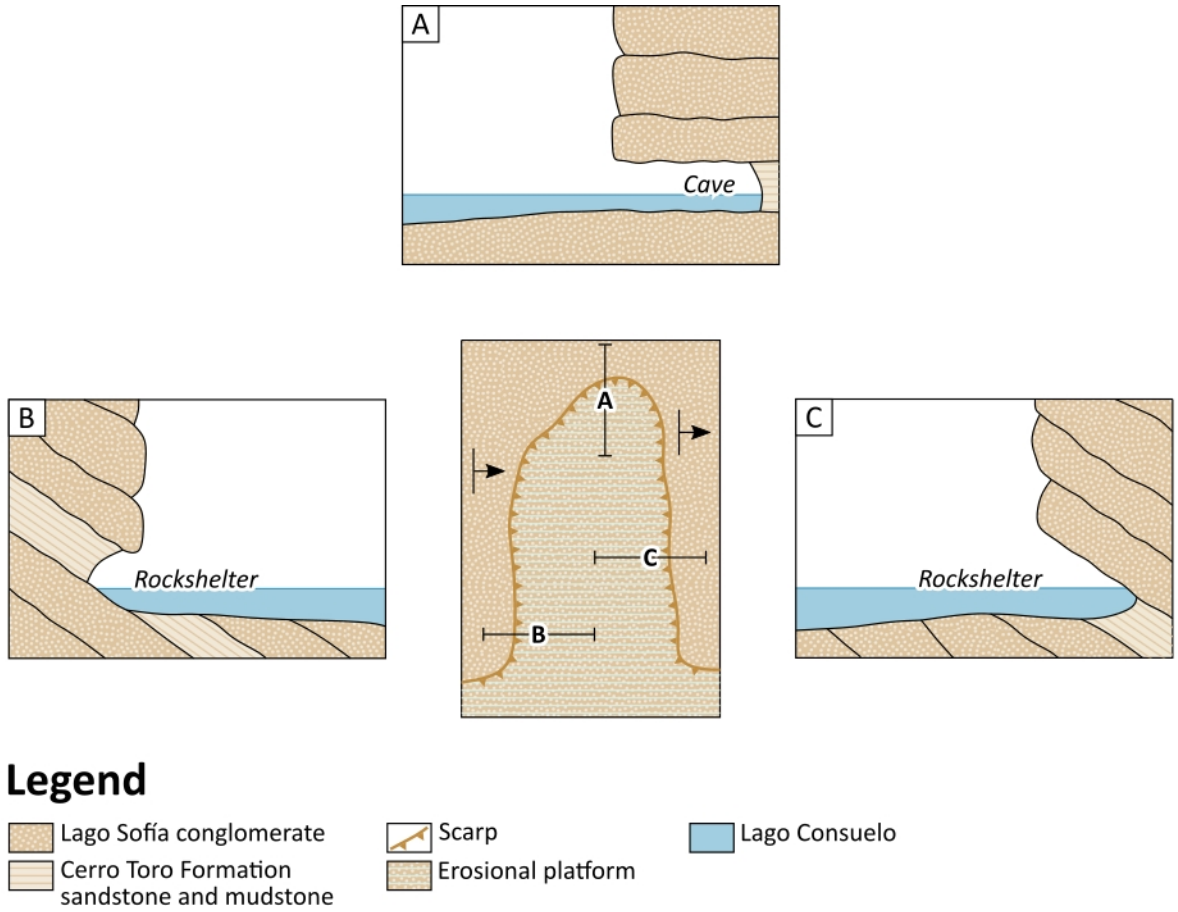


Figure 4.29. Carte géomorphologique et coupes géologiques schématiques illustrant l'influence de la structure du substrat rocheux sur le développement des cavités. A : azimut des strates perpendiculaire à l'escarpement. B et C : azimut des strates parallèle à l'escarpement.

6.4 Analogues anciens et actuels

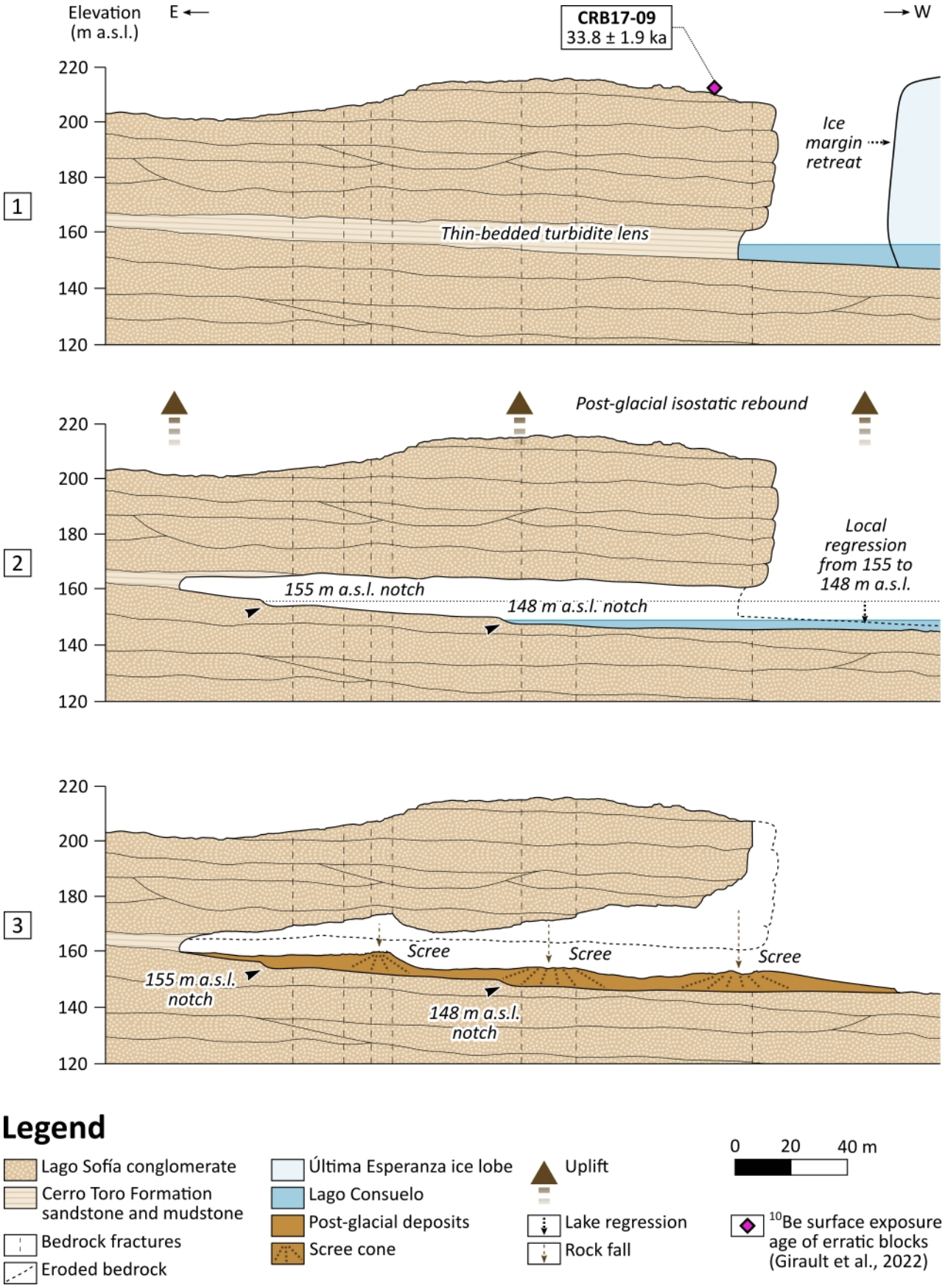
Nos récents travaux (Girault et al., 2022) ont montré que l'étagement de la plateforme d'érosion lacustre ceinturant le Cerro Benítez témoigne d'une régression lente, au rythme de 2,5 mm.a^{-1}, contrôlée par le rebond isostatique post-glaciaire entraînant un basculement du bassin lacustre vers l'est, en direction de son exutoire. Les surfaces d'érosion du substrat situées à moins de 148 m d'altitude ne pénètrent pas dans les grottes. L'émersion des cavités représente donc un processus graduel, qui s'achève vers 21,7 ka avec l'abaissement du niveau lacustre en-dessous de 148 m d'altitude (Figure 3.28). Les grottes du Cerro Benítez peuvent donc être considérées comme un analogue en milieu lacustre des anciennes grottes littorales décrites par Rubin (1991) dans l'État du Maine, sur la côte est de l'Amérique du Nord, dont l'émersion est attribuée au rebond isostatique post-glaciaire de l'Holocène.

La littérature académique recense peu d'exemples de grottes de rivages lacustres, actuelles ou anciennes. Au moins deux exemples actuels sont documentés sur le continent américain. Les dimensions et la morphologie de ces cavités ne sont malheureusement pas décrites avec précision. Le rivage d'Apostle Island, dans l'État du Wisconsin, abrite plusieurs grottes s'ouvrant dans un substrat gréseux. L'âge maximum de ces cavités est estimé à 6 ka, d'après la reconstitution des variations du niveau du Lac Supérieur au cours de la déglaciation (Farrand, 1969 ; Nuhfer et Dalles, 2004). Le rivage du Lago General Carrera, en Patagonie chilienne, abrite plusieurs grottes s'ouvrant dans un substrat calcaire, surnommées « cathédrales » ou « chapelles de marbre » (Andrade, 2018). La chronologie de la déglaciation suggère que l'âge de ces cavités est inférieur à 7,9 ka (Bell, 2008 ; Bourgois et al., 2016).

7 Conclusion

Plus d'un siècle après la découverte de la Cueva del Milodón, l'exploration géophysique du sous-sol associée à la modélisation 3D des grottes du Cerro Benítez jette une lumière nouvelle sur l'origine des cavités situées sur les anciens rivages du Lago Consuelo. Les surfaces d'érosion enfouies du substrat rocheux mises en évidence par les contrastes de résistivité électrique du sous-sol représentent le « smoking gun » de la spéléogenèse glaciolacustre. Ce témoin morphologique du stade initial d'ouverture des cavités écarte définitivement les modèles spéléogénétiques alternatifs mentionnés dans la littérature académique. À la lumière des nouvelles données géophysiques, topographiques et structurales, il est désormais possible de formuler un modèle spéléogénétique synthétique. L'ouverture des cavités résulte de la rencontre, vers 31,9 ka, entre le rivage glaciolacustre et un substrat dont les contrastes lithologiques exacerbent l'érosion différentielle, la Formation Cerro Toro. L'évolution morphologique des cavités au cours du stade glaciolacustre de la spéléogenèse est contrainte par les dimensions de la lentille de grès hôte, et par l'orientation des strates affleurantes par rapport à l'escarpement. L'émersion des cavités vers 21,7 ka, contrôlée par le rebond isostatique post-glaciaire, porte un coup d'arrêt à la spéléogenèse glaciolacustre et acte la transformation des anciennes grottes de rivage en pièges sédimentaires à mégafaune.

Figure 4.30 (page suivante). Coupes géologiques de la Cueva del Milodón illustrant l'évolution morphologique du toit du substrat rocheux au cours de la spéléogenèse glaciolacustre. 1 : retrait du lobe glaciaire d'Última Esperanza, vers 31,9 ka (Girault et al., 2022). 2 : sapement de l'escarpement paraglaciaire par le Lago Consuelo. L'abaissement graduel du niveau lacustre favorise le développement d'une plateforme d'érosion étagée à encoches. 3 : émersion de la grotte. L'abaissement du niveau lacustre en-dessous de 148 m d'altitude, vers 21,7 ka (Girault et al., 2022), porte un coup d'arrêt à l'érosion glaciolacustre, et favorise l'accumulation de sédiments dérivés de la voûte et des versants.


Elevation
(m a.s.l.)
E
W
CRB17-09
33.8 ± 1.9 ka
220
200
180
160
140
120
1
Ice
margin
retreat
Thin-bedded turbidite lens
Post-glacial isostatic rebound
2
Local
regression
from 155 to
148 m a.s.l.
155 m a.s.l. notch
148 m a.s.l. notch
3
Scree
Scree
Scree
155 m a.s.l.
notch
148 m a.s.l.
notch
Legend
Lago Sofía conglomerate
Cerro Toro Formation
sandstone and mudstone
Bedrock fractures
Eroded bedrock
Última Esperanza ice lobe
Lago Consuelo
Post-glacial deposits
Scree cone
Uplift
Lake regression
Rock fall
0
20
40 m
10Be surface exposure
age of erratic blocks
(Girault et al., 2022)

Chapitre 5

Stratigraphie comparée des remplissages sédimentaires des cavités du Cerro Benítez : provenance, processus de dépôt et implications paléoenvironnementales

1 Introduction

Les grottes et abris-sous-roches représentent des lieux d'occupation privilégiés pour l'Homme et la faune, dont les remplissages sédimentaires documentent des processus géologiques, biologiques et culturels rarement préservés à l'extérieur des cavités. Dans ces environnements confinés, la sédimentation est sujette à l'influence de facteurs locaux, tels que les conditions hydrologiques, l'action de l'Homme et de la faune, ainsi que par des facteurs s'exerçant à une échelle plus vaste sur le système sédimentaire, tels que la géodynamique et le climat (Farrand, 2001 ; Farrant, 2004 ; Springer, 2019). L'étude des remplissages sédimentaires livre donc des informations complémentaires à l'étude du registre fossile, et indispensables à l'interprétation de ce dernier (Goldberg et Sherwood, 2006).

Le Cerro Benítez présente une densité de sites paléontologiques d'âge pléistocène exceptionnelle en Patagonie (Figure 5.1). La littérature académique recense au moins onze cavités ayant livré des restes de mégafaune éteinte (Figure 5.2), dont une (Cueva del Medio) en association avec du matériel archéologique. Les trois grottes principales (Cueva del Milodón, Cueva del Medio, Cueva Chica) ont fait l'objet de fouilles depuis 1899 (Hauthal, 1899 ; Nordenskjöld, 1996).

En dépit de l'intérêt porté au registre fossile par les auteurs précédents, ces derniers ont généralement négligé l'étude des sédiments hôtes. La stratigraphie existante laisse entrevoir des remplissages hétérogènes dominés par la sédimentation détritique autochtone. Les travaux antérieurs mentionnent également la présence de coprolithes dans la Cueva del Milodón (Hauthal, 1899 ; Nordenskjöld, 1996 ; Emperaire et Laming, 1954 ; Saxon, 1979 ; Borrero et al., 1991), de sédiments pyroclastiques, également désignés sous le nom de tephras, dans la Cueva del Medio et dans l'Alero Dos Herraduras (Emperaire et Laming, 1954 ; Massone, 1982 ; Borrero et al., 1991 ; Borrero et Massone, 1994), ainsi que de minéraux évaporitiques dans la Cueva del Milodón et la Cueva del Medio (Nordenskjöld, 1996 ; Saxon, 1976 ; Nami, 1987 ; Borrero et al., 1991).

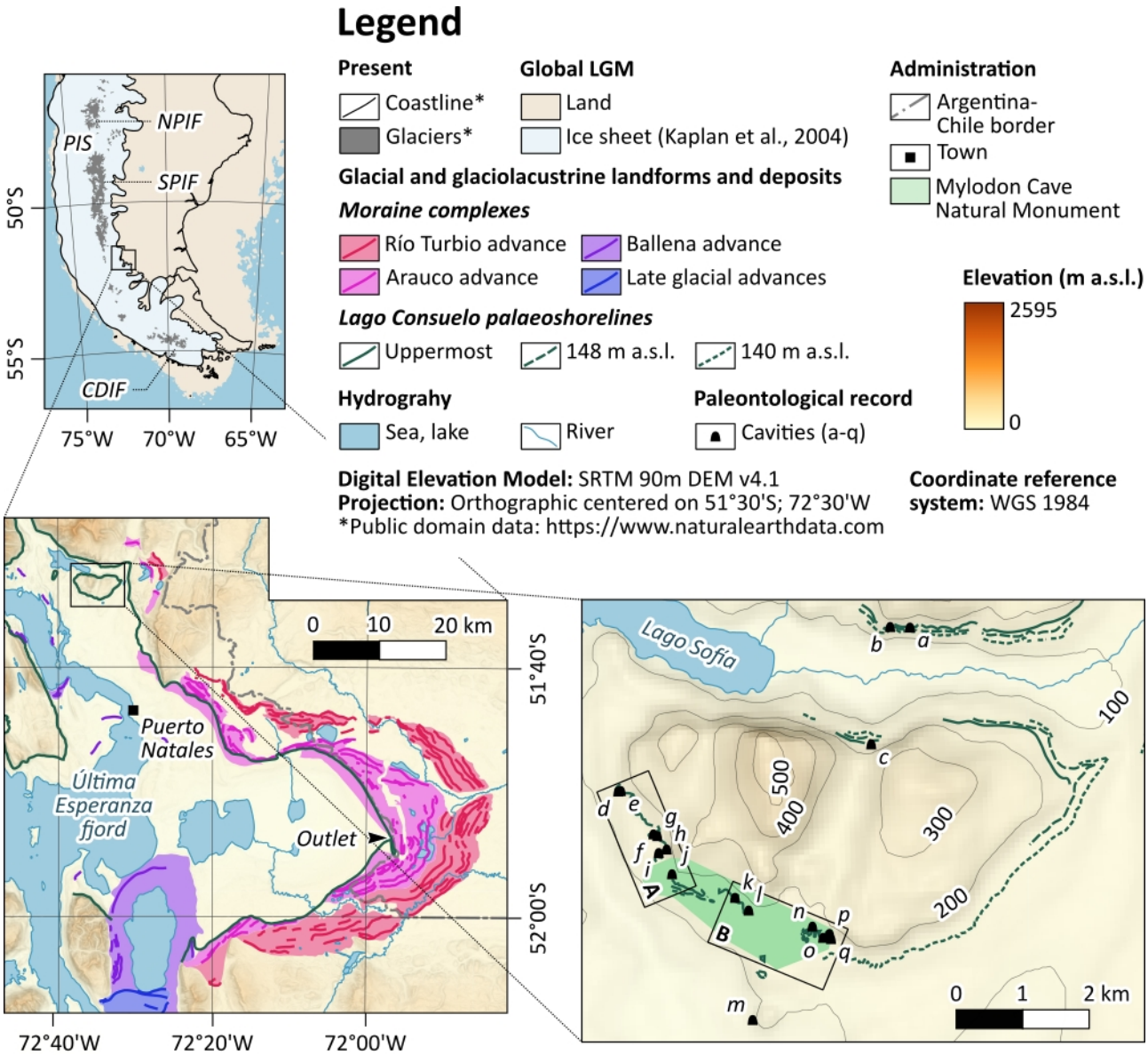
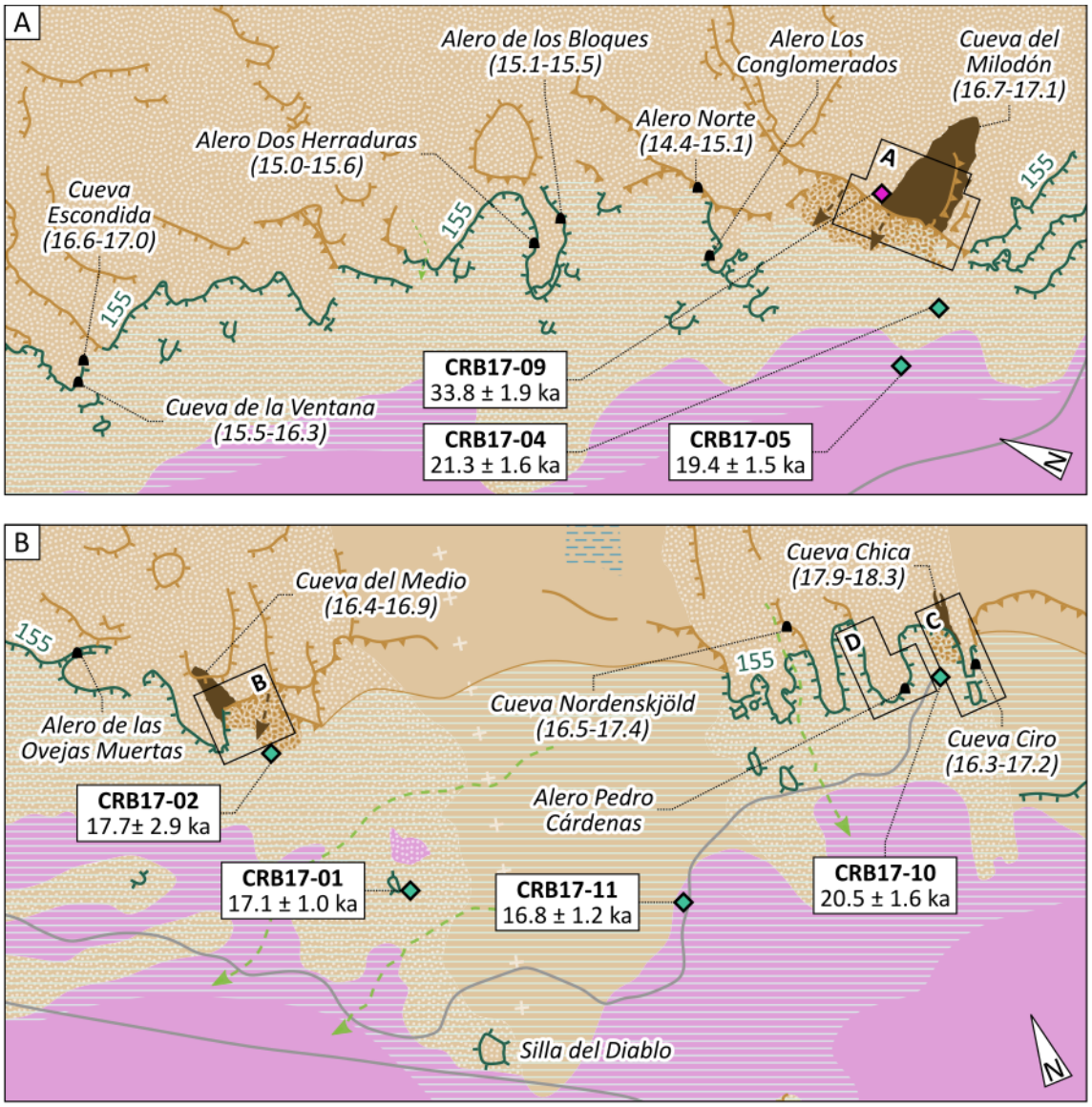


Figure 5.1. Carte géomorphologique du Cerro Benítez, modifiée d'après Girault et al. (2022), indiquant l'emplacement des cavités ayant fait l'objet de fouilles archéologiques mentionnées dans la littérature académique. a : Cueva Lago Sofía 1 ; b : Cueva Lago Sofía 4 ; c : Alero Quemado ; d : Cueva de la Ventana ; e : Cueva Escondida ; f : Alero Dos Herraduras ; g : Alero de los Bloques ; h : Alero Norte ; i : Alero de los Conglomerados ; j : Cueva del Milodón ; k : Alero de las Ovejas muertas ; l : Cueva del Medio ; m : Alero del Diablo ; n : Cueva Nordenskjöld ; o : Alero Pedro Cardenás ; p : Cueva Chica ; q : Cueva Ciro ; A : Figure 5.2A ; B : Figure 5.2B.

Figure 5.2 (page suivante). Carte géomorphologique du versant sud-ouest du Cerro Benítez. A : Cueva del Milodón. B : Cueva del Medio et Cueva Chica. A : Figure 5.29A ; B : Figure 4.29B ; C : Figure 4.29C ; D : Figure 4.29D.



Legend

Lithology and structure

Cerro Toro Formation

Lago Sofía conglomerate

CT Sandstone and mudstone

Structure

Anticline hinge

Structural landform

Homoclinal scarp

Glacial landforms and deposits

Roche moutonnée

Till

Glaciolacustrine landforms

Palaeoshoreline (m a.s.l.)

Erosional platform

Mass wasting landforms and deposits

Paraglacial scarp

Paraglacial footslope

Paraglacial rockslope failure deposits

Hydrography

Wetland

Runoff

Facilities

Road

Caves and rockshelters

Main cave

Paleontological site (oldest ^{14}C age cal. BP)

0 100 200 m

Coordinate reference system: WGS 1984
Projection: Orthographic centered on 51°30'S; 72°30'W
Scale: 1:12,500

^{10}Be surface exposure ages of erratic blocks (Girault et al., 2022)

Ice downwasting

Lake regression

En dépit des contributions remarquables de plusieurs auteurs (Nami, 1987 ; Borrero et al., 1991), la caractérisation des sédiments demeure à ce jour insuffisante pour livrer une explication compréhensive de la variabilité de l'enregistrement sédimentaire dans l'espace et dans le temps et donc des processus taphonomiques abiotiques ayant influencé la genèse du registre fossile (Borrero et al., 1991 ; Favier Dubois et Borrero, 1997),

Le Cerro Benítez connaît un vif regain d'attention depuis 2011, avec l'organisation de sondages systématiques et de fouilles atteignant des profondeurs inédites sous la direction de Fabiana Martin (université de Magallanes). Si la majeure partie du matériel archéologique et paléontologique mis au jour par ces opérations reste encore à décrire, l'analyse des échantillons de sédiments jette d'ores et déjà une lumière nouvelle sur les conditions de formation du registre fossile des cavités du Cerro Benítez. Nous présentons ici les résultats de l'étude comparée de neuf cavités fouillées entre 2011 et 2017 (Cueva de la Ventana, Cueva Escondida, Alero Dos Herraduras, Cueva del Milodón, Alero de las Ovejas Muertas, Cueva del Medio, Alero Pedro Cárdenas Cueva Chica et Cueva Ciro). Ces résultats nous amèneront à discuter des processus de dépôt et de leurs implications paléoenvironnementales.

2 Présentation des cavités et travaux antérieurs

2.1 Cueva del Milodón

La Cueva del Milodón est une grotte de 225 m de développement, large de 118 m à l'entrée, située à 155 m d'altitude (Figure 5.3). Alternativement désignée, jusqu'à la seconde moitié du vingtième siècle, sous les noms de « Caverna » ou « Cueva Eberhardt » (Ameghino, 1899 ; Lönnberg, 1900 ; Lehmann-Nietsche, 1904 ; Roth 1904), « Caverna » ou « Cueva grande » (Hauthal, 1899), « Cueva del *Glossotherium* » (Nordenskjöld, 1996) et « Gruta del *Grypotherium* » (Caldenius, 1932), cette cavité est initialement fouillée en 1899 par Nordenskjöld, puis par Hauthal. Nordenskjöld (1996) décrit trois unités stratigraphiques. La « couche A » est mise au jour à l'entrée de la grotte, sous une couche d'éboulis superficiels. Cette unité livre des restes de faune actuelle (*Hippocamelus*, *Lama*, *Mytilus*), dont plusieurs os brûlés, ainsi que des artefacts lithiques, d'os et de cuir. La « couche B » est mise au jour entre deux cônes d'éboulis, sous une couche d'éboulis superficiels. Cette unité livre des restes de faune actuelle (*Canis*, *Lagostemus*, *Lama*) et éteinte (*Hippidion*, *Mylodon*), dont plusieurs os brûlés. L'unité sous-jacente (« couche C »), d'une épaisseur supérieure à 1 m, livre des

restes de faune actuelle (*Canis*, *Lama*) et éteinte (*Hippidion*, *Macrauchenia*, *Mylodon*). La partie supérieure de cette unité est composée d'une couche de sulfates, d'une épaisseur de 3 à 5 cm.

À l'issue de fouilles entreprises entre les deux cônes d'éboulis, Hauthal (1899) décrit deux unités stratigraphiques. L'unité superficielle est composée d'éboulis de 30 à 100 cm d'épaisseur. L'unité sous-jacente, d'une épaisseur d'au moins 120 cm, est composée de coprolithes de *Mylodon*. Cette dernière correspond à la « couche C » de Nordenskjöld (1996).

La Cueva del Milodón fait à nouveau l'objet de fouilles ponctuelles au cours de la seconde moitié du vingtième siècle, en dépit de pillages sévères constatés dès la première moitié du vingtième siècle (Philippi, 1900 ; Gusinde, 1921). Les fouilles conduites par Emperaire en 1953 au nord-est et au nord-ouest du cône d'éboulis central documentent trois unités stratigraphiques (Emperaire et Laming, 1954). L'unité superficielle, composée d'éboulis, livre des restes de *Lama* et des artefacts lithiques. Cette unité correspond à la « couche A » de Nordenskjöld (1996). L'unité sous-jacente est composée de sédiments pyroclastiques, ou tephras, d'une épaisseur de 20 à 30 cm. Ces derniers recouvrent une couche de coprolithes de Mylodon correspondant à la « couche C » de Nordenskjöld (1996).

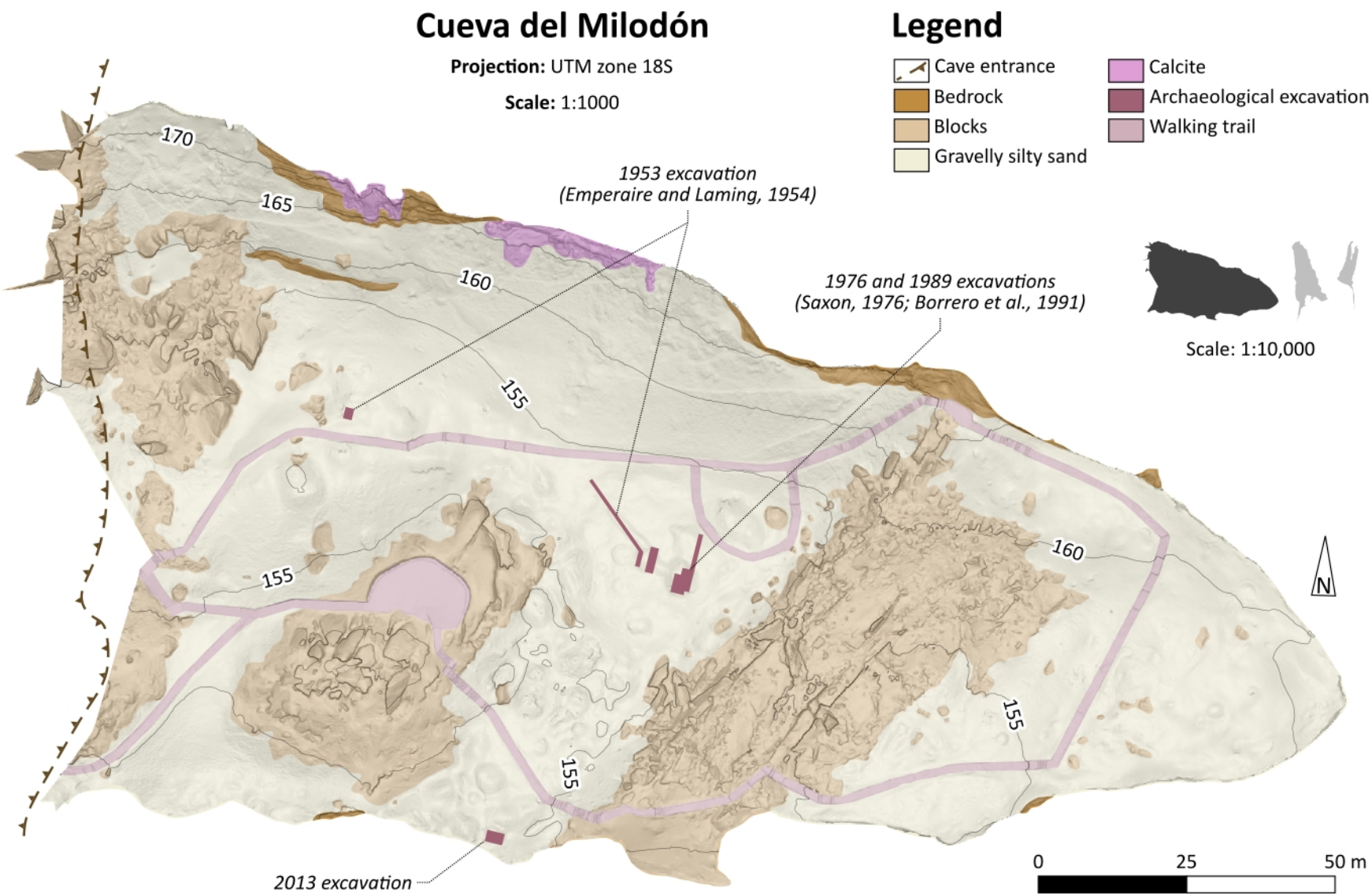
De nouvelles fouilles sont entreprises entre les deux cônes d'éboulis par Saxon en 1976, puis par Borrero en 1989. Saxon (1976) décrit douze unités stratigraphiques. Les « couches » 1 à 6 atteignent une épaisseur totale de 95 cm. L'unité superficielle (« couche 1 ») est composée d'éboulis et de sulfates pulvérulents. Les « couches » 2 à 6 sous-jacentes sont composées de sables limoneux. Des restes de *Mylodon* furent exhumés dans les « couches » 3 à 6. La « couche 7 » sous-jacente, d'une épaisseur de 25 cm, est composée de sables. Cette unité livre des restes de *Lama*, dont plusieurs os brûlés, des artefacts lithiques et un fragment de charbon d'un âge de 5,9-6,3 ka cal. BP. Les « couches » 8 à 12 sous-jacentes sont composées d'éboulis et de sables. La « couche 10 » livre des restes de *Mylodon*. Saxon (1976 ; 1979) conclut initialement à la persistance du genre *Mylodon* au cours de l'Holocène. Cette hypothèse est réfutée par Borrero et al. (1991). Selon ces derniers, les « couches » 1 à 6 de Saxon (1976) sont composées de matériaux remaniés par des fouilles ou des pillages antérieurs.

Martinic (1996), Borrero (1997), Tonni et al. (2003) et Villavicencio et al. (2016) ont recensé trente coprolithes et restes de *Mylodon* provenant des fouilles antérieures à 2011, datés par ^{14}C. Ces derniers ont livré des âges compris entre 10,7-12,9 et 16,2-16,6 ka cal. BP (Tableau 5.1).

Tableau 5.1. Âge des coprolithes et restes de *Mylodon* provenant de fouilles antérieures à 2011, recensés par Martinic (1996), Borrero (1997), Tonni et al. (2003) et Villavicencio et al. (2016). Les âges ^{14}C ont été calibrés à l'aide du calculateur en ligne Oxcal v4.4, en utilisant la courbe de calibration SHCal20 (Hogg et al., 2020).

Material	^{14}C age ± 1σ	cal. BP ± 2σ	Reference
Coprolite	10,200 ± 400	10,686-12,894	Delibrias et al., 1964
Bone	10,377 ± 481	10,711-13,179	Borrero et al., 1991
Skin	10,400 ± 330	11,199-12,924	Long and Martin, 1974
Coprolite	10,575 ± 400	11,225-13,233	Markgraf, 1985
Coprolite	10,812 ± 325	11,719-13,402	Borrero et al., 1991
Bone	10,832 ± 400	11,349-13,571	Arnold and Libby, 1951
Coprolite	10,880 ± 300	11,886-13,402	Markgraf, 1985
Coprolite	11,330 ± 140	12,922-13,465	Borrero et al., 1991
Coprolite	11,775 ± 480	12,752-15,207	Markgraf, 1985
Coprolite	11,810 ± 229	13,170-14,218	Burleigh and Mathews, 1982
Coprolite	11,905 ± 335	13,161-14,974	Markgraf, 1985
Coprolite	12,020 ± 460	13,089-15,521	Markgraf, 1985
Coprolite	12,240 ± 150	13,789-14,884	Markgraf, 1985
Coprolite	12,270 ± 350	13,470-15,465	Markgraf, 1985
Coprolite	12,285 ± 480	13,247-15,877	Markgraf, 1985
Coprolite	12,308 ± 288	13,530-15,300	Burleigh and Mathews, 1982
Coprolite	12,496 ± 148	14,092-15,159	Burleigh and Mathews, 1982
Coprolite	12,552 ± 128	14,185-15,210	Saxon, 1979
Coprolite	12,570 ± 160	14,125-15,297	Borrero et al., 1991
Coprolite	12,870 ± 100	15,041-15,643	Markgraf, 1985
Bone	12,984 ± 76	15,249-15,728	Burleigh et al., 1977
Skin	13,040 ± 300	14,360-16,518	Martinic, 1996
Bone	13,183 ± 202	15,193-16,364	Borrero, 1982
Bone	13,260 ± 115	15,556-16,250	Hakansson, 1976
Coprolite	13,470 ± 180	15,660-16,777	Markgraf, 1985
Skin	13,500 ± 470	14,935-17,809	Saxon, 1976
Skin	13,500 ± 410	15,050-17,450	Long and Martin, 1974
Coprolite	13,560 ± 180	15,805-16,920	Long and Martin, 1974
Bone	13,480 ± 40	16,025-16,344	Martin, 2013
Bone	13,630 ± 50	16,240-16,607	Martin, 2013

Figure 5.3 (page suivante). Carte géomorphologique de la Cueva del Milodón, indiquant l'emplacement des principales fouilles conduites de 1953 à 2013.


Cueva del Milodón
Projection: UTM zone 18S
Scale: 1:1000
Legend
Cave entrance
Bedrock
Blocks
Gravelly silty sand
Calcite
Archaeological excavation
Walking trail
1953 excavation
(Emperaire and Laming, 1954)
1976 and 1989 excavations
(Saxon, 1976; Borrero et al., 1991)
2013 excavation
170
165
160
155
155
160
155
155
Scale: 1:10,000
N
0
25
50 m

2.2 Cueva del Medio

La Cueva del Medio est une grotte de 94 m de développement, large de 56 m à l'entrée, située à 160 m d'altitude, 1,25 km à l'est de la Cueva del Milodón (Figure 5.4). Alternativement désignée, jusqu'à la seconde moitié du vingtième siècle, sous les noms de « Caverna chica » (Hauthal, 1899) et « Cueva del Indio » (Nordenskjöld, 1996), cette cavité est initialement fouillée en 1899 par Nordenskjöld, puis par Hauthal. Nordenskjöld (1996) met au jour des restes de faune actuelle (*Canis*, *Hippocamelus*, *Lama*, *Mytilus*), dont plusieurs os brûlés. Hauthal (1899) décrit trois unités stratigraphiques. L'unité superficielle, d'une épaisseur de 30 à 50 cm, livre des coquilles de *Mytilus* et *Cardita*. Cette unité recouvre une couche de « cendres » (« cenizas ») d'une épaisseur de 20 cm. L'unité sous-jacente est composée de sables fins d'une épaisseur minimale de 150 cm. Cette unité livre des restes de *Lama* et Rheidae.

De nouvelles fouilles sont entreprises par Nami de 1986 à 1993 (Nami, 1985-1986 ; 1987 ; 1989-1990 ; 1992 ; Martinic, 1996). Nami (1987) décrit cinq unités stratigraphiques, d'une épaisseur totale de 50 cm. La « couche 1 » est composée de sables d'une épaisseur d'environ 5 cm et contient du gypse. L'unité sous-jacente (« couche 2 ») est composée d'éboulis d'une épaisseur d'environ 15 cm. Cette unité recouvre une couche de sables graveleux (« couche 3 »), qui livre des artefacts lithiques attribués au complexe archéologique de Fell. Les unités sous-jacentes (« couches » 4 et 5), composées de sables, livrent également des artefacts lithiques attribués au complexe archéologique de Fell, des foyers, ainsi que des restes de faune actuelle (Cervidae, *Lama*, Rheidae) et éteinte (*Hippidion*, *Mylodon*, *Panthera*, *Smilodon*), dont une mandibule d'*Hippidion* présentant des stries de boucherie et plusieurs os brûlés (Nami, 1987; Nami et Menegaz, 1991; Nami, 1994a, 1994b ; Prieto et al., 2010). Le plus ancien os brûlé mis au jour dans la « couche 5 » a livré un âge de 12,5-13,5 ka cal. BP (Nami et Nakamura, 1995). Nami réalise de surcroît un sondage d'une profondeur de 290 cm, qui s'achève dans une couche de limons graveleux sans atteindre le substrat rocheux (Nami, 1987).

2.3 Autres cavités

La Cueva Chica est une grotte de 72 m de développement, large de 25 m à l'entrée, située à 165 m d'altitude, 1,25 km à l'est de la Cueva del Medio (Figure 5.4). Cette cavité, alternativement désignée, au cours de la première moitié du vingtième siècle, sous le nom de « Cueva Eberhard » (Gusinde, 1921), représente aux côtés de la Cueva del Milodón et de la Cueva del Medio l'une des trois grottes principales du Cerro Benítez. Contrairement aux précédentes, le remplissage

sédimentaire de la Cueva Chica demeure relativement méconnu jusqu'en 2011. Cette cavité est fouillée par Nordenskjöld en 1899, qui met au jour des restes de faune actuelle (Camelidae, *Hippocamelus*, *Mytilus*, Rodentia). Un sondage réalisé par Jackson en 1993 livre un humérus de Mylodontinae (Martin, 2013).

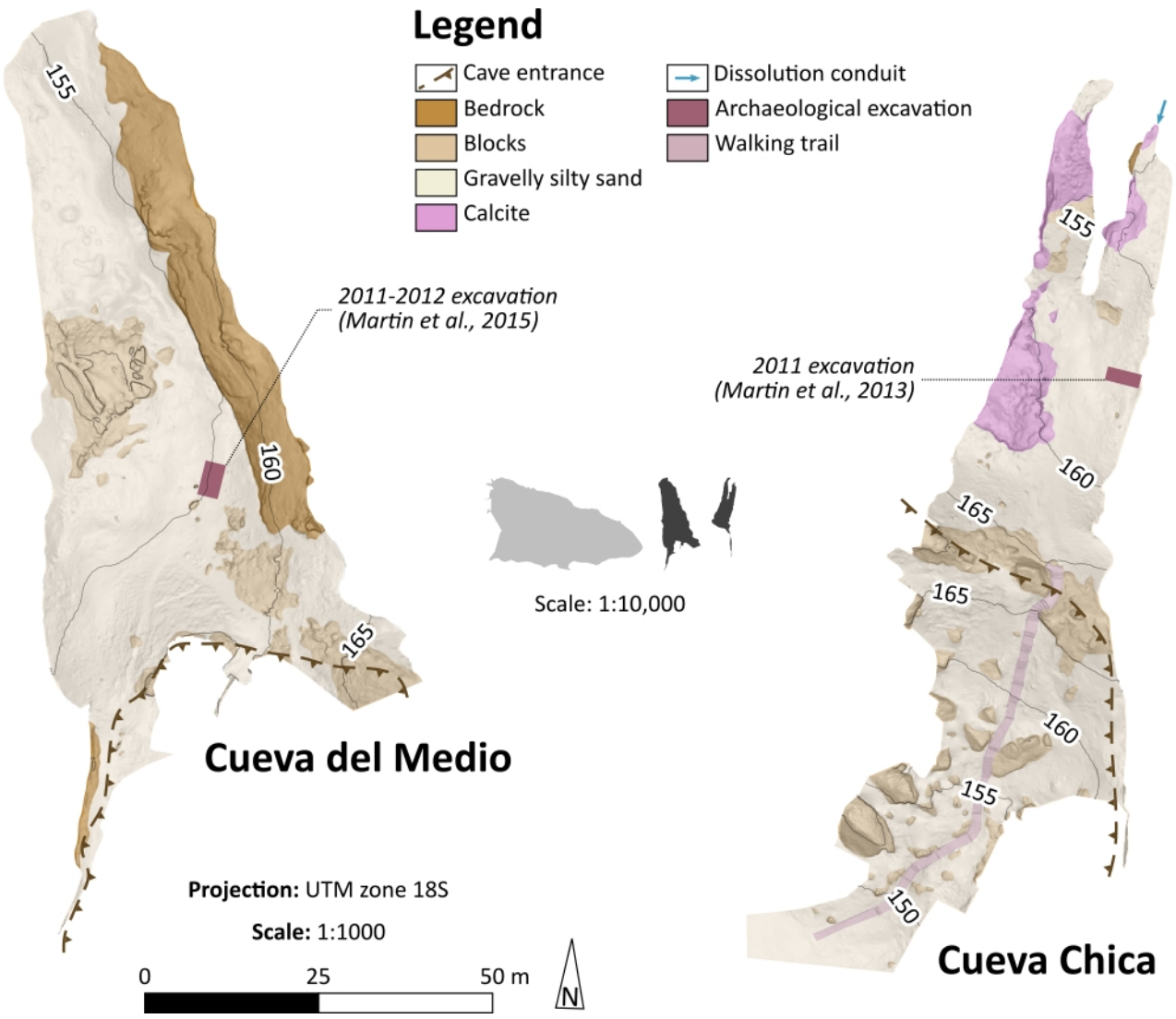


Figure 5.4. Carte géomorphologique de la Cueva del Medio et de la Cueva Chica, indiquant l'emplacement des principales fouilles conduites de 2011 à 2012.

La Cueva de la Ventana est un abri-sous-roche de 22 m de long, d'un développement de 14 m, situé à 155 m d'altitude, 1,5 km au nord de la Cueva del Milodón. La paroi nord présente une ouverture secondaire de 2 m de diamètre (Figure 4.5). Cette cavité est initialement fouillée par Jackson en 1993, qui met au jour des restes d'*Hippidion* (Alberdi et Prieto, 2000).

La Cueva Escondida est une grotte de 40 m de développement, large de 5 m à l'entrée, située à 155 m d'altitude, 30 m à l'est de la Cueva de la Ventana (Figure 5.5). La littérature académique ne

mentionne pas de fouille antérieure à 2011 dans cette cavité, bien que Martinic (1996) désigne sous ce nom un abri-sous-roche sondé par Jackson en 1993.

L'Alero Dos Herraduras, également connu sous le nom de « Cerro Benítez 2 » (Massone, 1982), est un abri-sous-roche de 72 m de long, d'un développement de 12 m, situé à 148 m d'altitude, 700 m au nord de la Cueva del Milodón. Les archéologues ont défini dans cette cavité trois sites contigus, numérotés d'est en ouest (Figure 5.6). Ces derniers sont initialement fouillés en 1976 par Saxon et Borrero (Borrero, 1982 ; Borrero et al., 1991), qui y découvrent des peintures rupestres (Massone, 1982). L'abri-sous-roche fait l'objet de nouvelles fouilles de 1982 à 1993 (Massone, 1982 ; Borrero et al., 1991 ; Borrero et Massone, 1994). L'unité superficielle, composée d'éboulis, livre des restes de faune actuelle (*Canis*, *Hippocamelus*, *Mytilus*, *Nacella*, *Lama*, Rodentia, Teleostei), des artefacts lithiques et des fragments de charbon d'âges compris entre 2,4-2,7 et 2,8-3,3 ka cal. BP. Cette unité recouvre un banc de tephras, attribués au volcan Reclus, d'une épaisseur de 50 cm. Une côte et un fémur de *Mylodon* mis au jour dans cette unité ont livré des âges respectifs de 12,9-13,6 et 15,0-15,6 ka cal. BP (Borrero, 1991 ; Borrero et Massone, 1994 ; Favier Dubois et Borrero, 1997). L'unité sous-jacente, composée d'éboulis, livre des fragments d'os de mégafaune (Massone, 1982).

L'Alero de las Ovejas Muertas est un abri-sous-roche de 35 m de long, d'un développement de 15 m, situé à 160 m d'altitude, 1 km à l'est de la Cueva del Milodón. Cette cavité est initialement mentionné par Borrero et al. (1991), mais ne fait pas l'objet de fouilles avant 2011.

L'Alero Pedro Cárdenas est un abri-sous-roche de 21 m de long, d'un développement de 6 m, situé à 148 m d'altitude, 100 m au sud-ouest de la Cueva Chica. Cette cavité est initialement fouillée par Nami entre 1988 et 1990, puis par Legoupil en 2006. Ces derniers mettent au jour des artefacts lithiques d'âge holocène (Nami, 1989-1990 ; Legoupil et Bertran, 2006).

La Cueva Ciro est un abri-sous-roche de 16 m de long, d'un développement de 8 m, situé à 155 m d'altitude, 50 m à l'est de la Cueva Chica (Figure 5.5). L'abri est initialement mentionné par Borrero et al. (1991) sous le nom d'« Alero Ciro », mais ne fait pas l'objet de fouilles avant 2011.

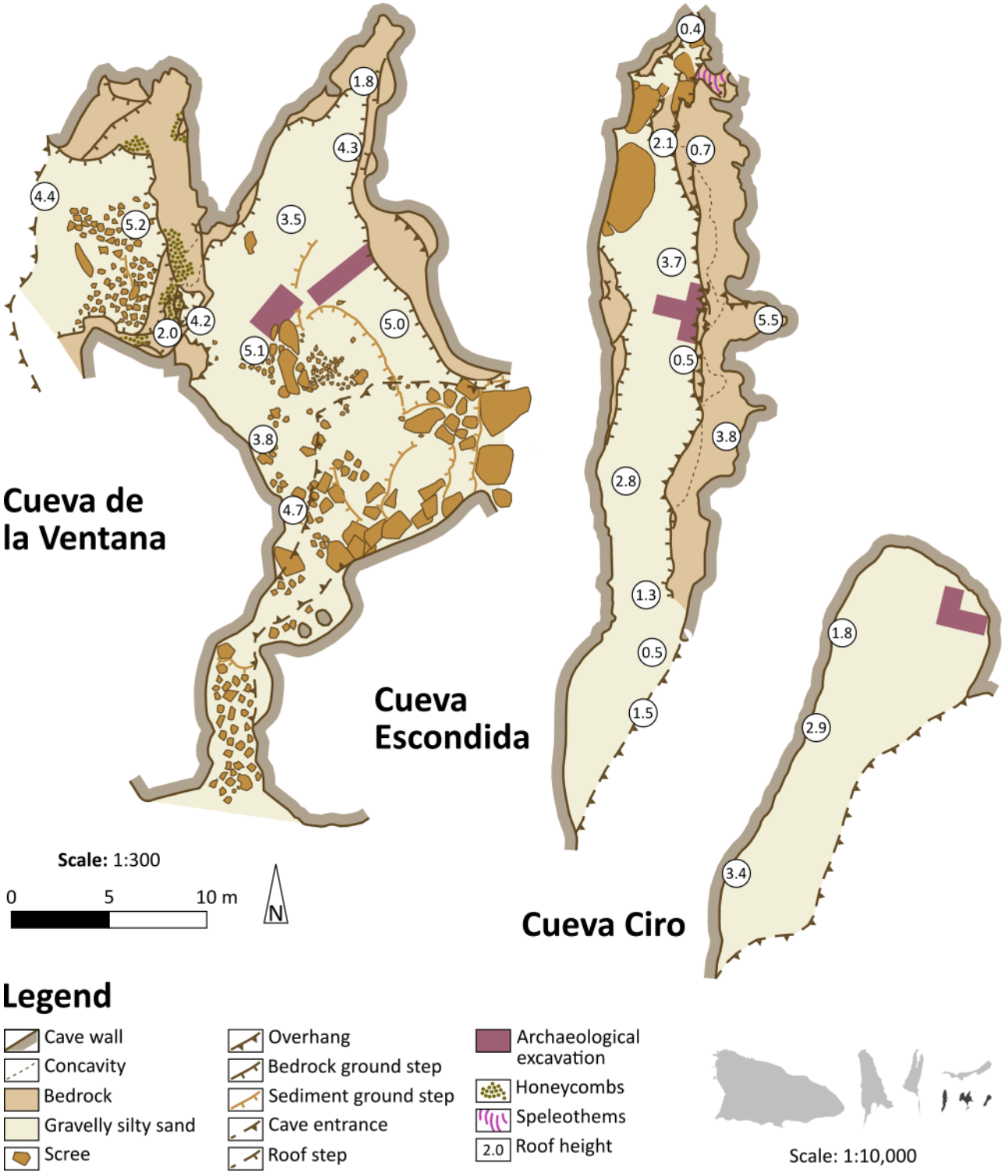


Figure 5.5. Carte géomorphologique de la Cueva de la Ventana, de la Cueva Escondida et de la Cueva Ciro, levée par Joël Rodet (université de Rouen) et numérisée par l'auteur, indiquant l'emplacement des principales fouilles conduites de 2015 à 2016.

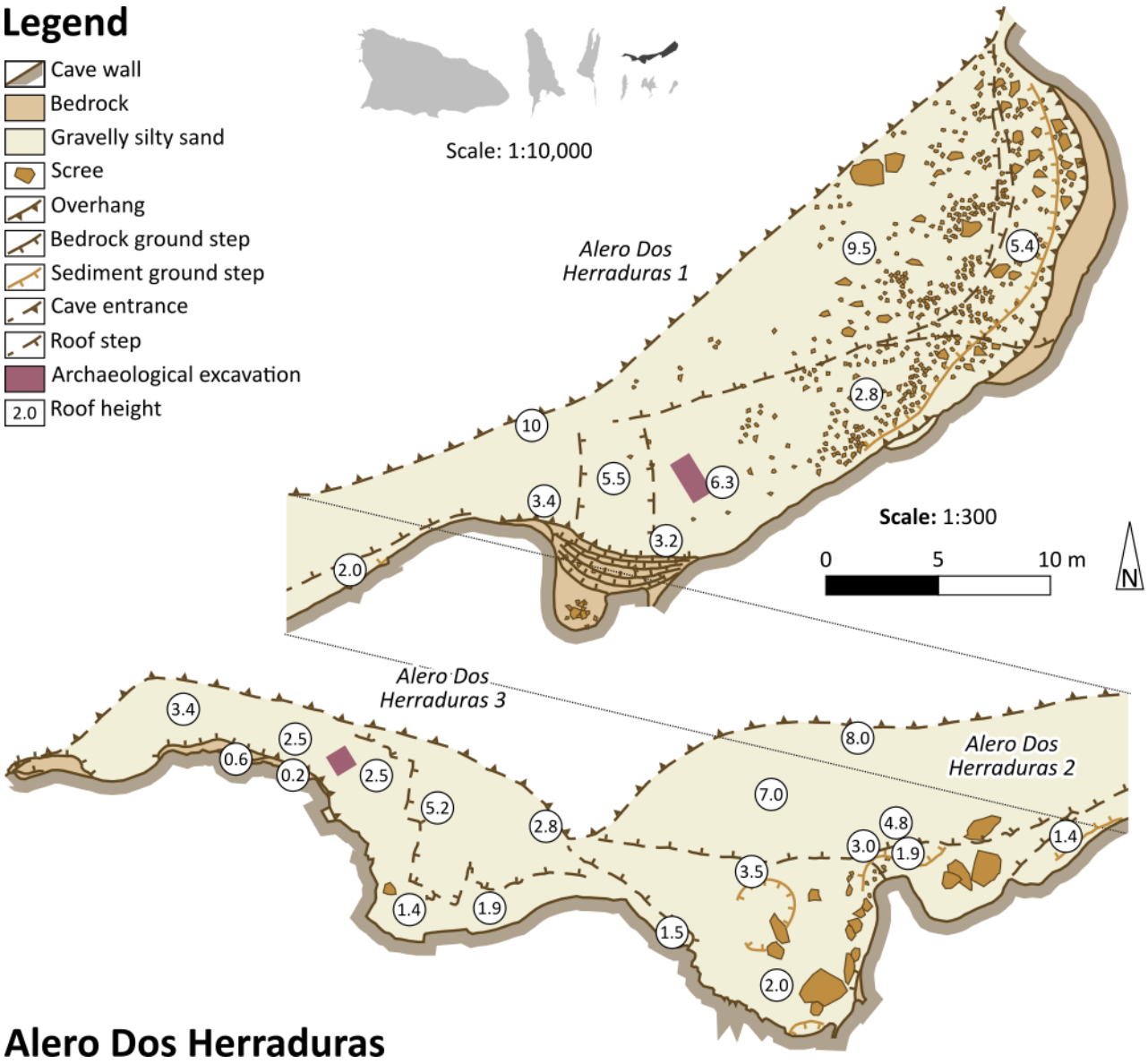


Figure 5.6. Carte géomorphologique de l'Alero Dos Herraduras, levée par Joël Rodet (université de Rouen) et numérisée par l'auteur, indiquant l'emplacement des fouilles conduites en 2015.

3 Matériel et méthodes

3.1 Campagnes de fouilles et stratégie d'échantillonnage

Vingt-huit fouilles ou sondages ont été réalisés entre 2011 et 2018. Notre étude s'intéresse aux remplissages sédimentaires documentés par neuf fouilles réalisées entre 2011 et 2017 (Tableau 5.2). La littérature académique mentionne d'autres fouilles ou sondages ayant livré des restes de mégafaune datés par ^{14}C, dont deux sondages dans la Cueva Chica en 2011 (Martin et al., 2013), un

sondage dans la Cueva del Medio en 2012 (Martin et al., 2015), une fouille dans la Cueva Nordenskjöld (Martin et Borrero, 2017) et une fouille dans l'Alero Norte (Todisco et al., 2018). Les remplissages sédimentaires mis au jour par ces opérations ne sont pas décrits par notre étude en l'absence de photographies et d'échantillons de sédiments.

Tableau 5.2. Cavités et échantillons décrits pour les besoins de notre étude.

Site	Latitude (°WGS 84)	Longitude (°WGS 84)	Elevation (m a.s.l.)	Year of excavation	Area of excavation (m²)	Maximum depth (cm)	Analysed bulk samples	Micro-morphology samples
C. d. la Ventana	-51.55406	-72.63091	155	2016	8	200	9	
C. Escondida	-51.55400	-72.63036	155	2015	4.5	210	4	1
A. Dos Herraduras	-51.55979	-72.62335	148	2015	3	120		
C. d. Milodón	-51.56512	-72.61937	155	2013	6	275	26	7
A. d. las Ovejas Muertas	-51.56829	-72.60581	160	2017	1	300		
C. d. Medio	-51.56999	-72.60290	160	2011-2012	15	500	31	11
A. Pedro Cárdenas	-51.57215	-72.58916	148	2017	1	200		
C. Chica	-51.57314	-72.58550	165	2011	10	304	14	5
C. Ciro	-51.57382	-72.58516	155	2015	3.5	270	10	

Les remplissages sédimentaires mis au jour dans la Cueva Chica en 2011 et dans la Cueva del Medio en 2012 ont été précédemment décrits par Martin et al. (2013 ; 2015). Ces travaux préliminaires seront révisés et complétés à la lumière de l'analyse des échantillons de sédiments. La description des remplissages sédimentaires des autres cavités est inédite. Les âges ^{14}C obtenus dans la Cueva Chica et dans la Cueva del Medio ont été publiés par Martin et al. (2013 ; 2015). Les plus anciens âges ^{14}C obtenus dans les autres cavités ont été publiés par Martin et Borrero (2017) et Todisco et al. (2018). Ces âges sont recensés dans le Tableau 5.3.

L'emplacement des fouilles effectuées dans les trois grottes principales est indiqué sur les cartes géomorphologiques à l'échelle 1/1000, réalisées pour les besoins du Chapitre 4 (Figures 5.3 et 5.4). L'emplacement des fouilles effectuées dans quatre autres cavités (Cueva de la Ventana, Cueva Escondida, Alero Dos Herraduras et Cueva Ciro) est indiqué sur les cartes géomorphologiques levées par Joël Rodet (université de Rouen) en 2015 à l'aide d'un télémètre laser, puis numérisées par l'auteur à l'échelle 1/300 (Figures 5.5 et 5.6).

Tableau 5.3. Âge du matériel paléontologique mis au jour par les fouilles décrites pour les besoins de notre étude. Les âges ^{14}C ont été calibrés à l'aide du calculateur en ligne Oxcal v4.4, en utilisant la courbe de calibration SHCal20 (Hogg et al., 2020).

Site	Unit (this study)	^{14}C age ± 1σ	cal. BP ± 2σ	Material	Reference
C. d. la Ventana	U04	13,270 ± 140	15,489-16,332	Camelidae	Todisco et al., 2018
C. Escondida	U03	13,890 ± 60	16,599-17,028	*Hippidion saldiasi*	Martin and Borrero, 2017
C. d. Milodón	U02	13,980 ± 50	16,717-17,092	Mylodontinae	Todisco et al., 2018
C. d. Medio	U01	2970 ± 30	2963-3210	Charcoal	Martin et al., 2015
C. d. Medio	U01	3820 ± 30	3991-4346	Camelidae	Martin et al., 2015
C. d. Medio	U01	3830 ± 30	3996-4353	Camelidae	Martin et al., 2015
C. d. Medio	U01	10,410 ± 50	11,976-12,477	Charcoal	Martin et al., 2015
C. d. Medio	U02	12,490 ± 50	14,304-14,965	Felidae	Martin et al., 2015
C. d. Medio	U04	12,760 ± 140	14,470-15,645	*Mylodon*	Martin et al., 2015
C. d. Medio	U04	12,990 ± 50	15,291-15,676	*Mylodon*	Martin et al., 2015
C. d. Medio	U04	13,100 ± 50	15,444-15,847	*Mylodon*	Martin et al., 2015
C. d. Medio	U05	13,670 ± 50	16,286-16,661	*Mylodon*	Martin et al., 2015
C. d. Medio	U08	13,670 ± 50	16,286-16,661	Mammalia	Martin et al., 2015
C. d. Medio	U08	13,790 ± 60	16,429-16,941	*Mylodon*	Martin et al., 2015
C. Chica	U04	11,470 ± 50	13,185-13,445	*Panthera onca*	Martin et al., 2013
C. Chica	U06	10,780 ± 50	12,633-12,765	Mylodontinae	Martin et al., 2013
C. Chica	U06	11,520 ± 50	13,244-13,475	*Panthera onca*	Martin et al., 2013
C. Chica	U09	14,240 ± 60	17,077-17,411	Mylodontinae	Martin et al., 2013
C. Chica	U10	14,870 ± 70	17,942-18,270	*Lama gracilis*	Martin et al., 2013
C. Ciro	U05	13,840 ± 150	16,254-17,230	*Lama gracilis*	Todisco et al., 2018

Les échantillons de sédiments ont été prélevés par Dominique Todisco (université de Rouen) de 2011 à 2016, avec la participation de Joël Rodet (université de Rouen) de 2013 à 2015 et de Carole Nehme (université de Rouen) en 2016. Les échantillons destinés aux analyses granulométriques, cristallographiques et géochimiques ont été prélevés en vrac à l'aide d'une truelle et conservés dans des sacs, tandis que les échantillons destinés à l'analyse micromorphologique ont été prélevés en bloc à l'aide de boîtes de Kubiena ou de bandes plâtrées afin de préserver la structure des sédiments (Figure 5.7).

3.2 Analyse macroscopique des lithofaciès

Les remplissages sédimentaires ont été divisés en unités stratigraphiques définies par des lithofaciès. Ces derniers sont caractérisés par la texture du sédiment, les structures de dépôt et de déformation, la nature des particules et la couleur du sédiment. Le lexique relatif à la taille des

particules et à l'épaisseur des strates est défini dans le Tableau 5.4. Les critères de détermination des structures sédimentaires sont présentés dans le Tableau 5.5.

Figure 5.7. Opérations de terrain effectuées pour les besoins de notre étude. Photographies : Dominique Todisco (université de Rouen). A : nettoyage de coupe sédimentaire à l'aide d'une brosse, Alero Pedro Cárdenas. B : prélèvement d'un bloc de sédiments à l'aide d'une boîte de Kubiena improvisée, Cueva Escondida. C : prélèvement d'un bloc de sédiments à l'aide de bandes plâtrées, Cueva del Milodón.

Tableau 5.4. Lexique relatif à la taille des particules et à l'épaisseur des strates.

Category	Term	Definition	Reference
Particle size	Gravel	Particle coarser than 2 mm	Wentworth, 1922
Particle size	Sand	Particle coarser than 63 µm and finer than 2 mm	Wentworth, 1922
Particle size	Silt	Particle coarser than 2 µm and finer than 63 µm	Wentworth, 1922
Particle size	Clay	Particle finer than 2 µm	Wentworth, 1922
Particle size	Mud	Particle finer than 63 µm (silt and clay)	Folk, 1954
Strata	Bed	Sediment layer thicker than 1 cm	McKee and Weir, 1953
Strata	Laminae	Sediment layer thinner than 1 cm	McKee and Weir, 1953

Tableau 5.5. Critères de détermination des structures sédimentaires identifiées dans les sédiments des cavités du Cerro Benítez.

Structure	Identification criteria	Reference
Plane stratifications	Set of parallel stratification planes	Boggs Jr., 2009
Cross stratifications	Set of stratification planes dipping obliquely to the boundary surface	Boggs Jr., 2009
Channel	Trough-shaped erosional surface caused by streamflow	Boggs Jr., 2009
Load cast	Folded surface resulting from water-saturated, soft sediment deformation caused by the superimposition of a dense layer over a light layer	Allen, 1982
Thrust fault	Low angle fracture along which the overhanging wall has moved above the footwall, caused horizontal shortening	Allen, 1982
Ice wedge cast	Sediment fill of vertical crack caused by ice wedge development in permafrost, with the edges of the host strata upturned by ice pressure or collapsed following ice melting, and arcuate downward cast strata	Black, 1976

3.3 Analyse granulométrique

L'analyse granulométrique vise à déterminer la distribution de la taille des particules au sein d'un échantillon de sédiment (Fournier et al., 2012). Quatre-vingt-huit échantillons de sédiments représentatifs des lithofaciès préalablement définis ont été préparés et analysés au Laboratoire d'Analyse des Sols (université de Strasbourg). Les échantillons ont été séchés à l'étuve puis ont fait l'objet de deux quartages successifs. Les échantillons ont ensuite été pesés, tamisés à 2 mm puis pesés à nouveau. La fraction inférieure à 2 mm a été analysée en utilisant la méthode de la diffraction laser. Cette méthode consiste à déterminer le volume de particules maintenues en suspension d'après l'angle de diffraction d'un rayon laser incident (Fournier et al., 2012). Les échantillons ont fait l'objet d'une attaque au peroxyde d'hydrogène afin d'éliminer la fraction organique, puis ont été lavés avec une solution de chlorure de potassium afin d'éliminer les ions floculants, dispersés dans une solution d'hexamétaphosphate de sodium et agités pendant 6 h. Les particules en suspension ont été analysées à l'aide d'un granulomètre laser Beckman Coulter LS13320 doté d'une gamme de détection de 0,017 µm à 2 mm. La texture des sédiments a ensuite été déterminée d'après la classification de Folk (1954).

3.4 Dosage de la matière organique

Des travaux antérieurs (Hauthal, 1899 ; Nordenskjöld, 1996 ; Emperaire et Laming, 1954 ; Saxon, 1979 ; Borrero et al., 1991) ont mis en évidence la présence de coprolithes au sein des remplissages

sédimentaires. Le dosage de la matière organique permet donc de différentier des faciès dont la fraction minérale présente des caractéristiques similaires. Nous avons utilisé la méthode de la perte au feu. Les analyses ont été effectuées au Laboratoire d'Analyse des Sols (université de Strasbourg). Les échantillons préalablement séchés à l'étuve et quartés ont été pesés puis chauffés à l'étuve à 375°C pendant 16 h. À cette température, la totalité de la matière organique est consommée par combustion, tandis que la perte en eau structurelle en carbone inorganique est négligeable (Ball, 1964). La différence de masse de l'échantillon permet donc de quantifier la fraction organique du sédiment.

3.5 Analyse cristallographique

Les phases cristallines présentes dans les sédiments et le substrat rocheux ont été identifiées par la méthode de la diffraction des rayons X. En effet, d'après la loi de Bragg (Pecharsky et Zavalij, 2009), la déviation des rayons X (2θ) dépend de la distance interreticulaire de la maille cristalline (d), de la longueur d'onde des rayons X (λ) et de l'ordre de diffraction (n) :

$$2 * d * \sin\theta = n * \lambda$$

Nous avons sélectionné trente échantillons de sédiments et six échantillons du substrat rocheux. Les analyses ont été effectuées par la société XRD Analytical & Consulting (Pretoria, Afrique du Sud). Les échantillons ont été broyés puis analysés à l'aide d'un diffractomètre laser PANalytical Aeris doté d'un détecteur PIXcel. Les phases cristallines ont été identifiées à l'aide du logiciel X'Pert Highscore plus, puis quantifiées par la méthode de Rietvelt (Pecharsky et Zavalij, 2009).

3.6 Analyses géochimiques

Les teneurs en éléments majeurs (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P) de dix échantillons de tephras et deux échantillons du substrat rocheux ont été déterminées par la méthode de la spectrométrie d'émission optique à plasma à couplage inductif (ICP-OES). Les analyses ont été effectuées par le Service d'Analyse des Roches et Minéraux (université de Nancy) à l'aide d'un spectromètre iCap6500. Trois échantillons de sédiments ont fait l'objet d'un dosage du soufre par chromatographie ionique à l'aide d'un analyseur EMIA-320V.

La composition chimique de particules microscopiques ciblées, préalablement métallisées, issues d'un échantillon de tephras et de trois échantillons du substrat rocheux, a été déterminée par la méthode de la spectroscopie de rayons X à énergie dispersive (EDX). Les analyses ont été

effectuées au laboratoire Morphodynamique Continentale et Côtière (université de Rouen) à l'aide d'un microscope électronique à balayage Bruker (Figure 5.8).

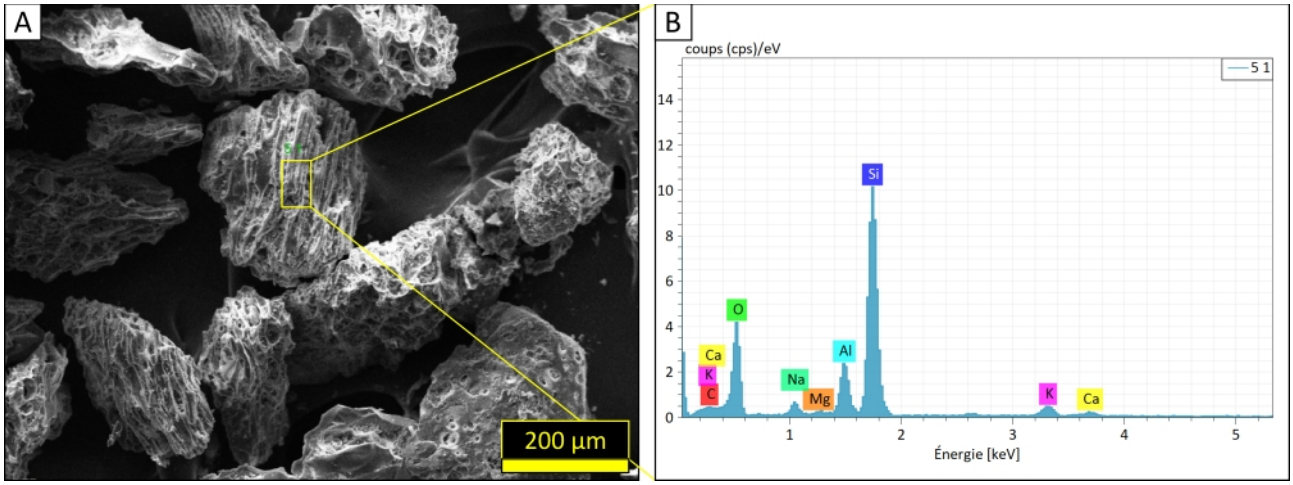


Figure 5.8. Analyse d'une ponce (MED12-E-S41) au microscope électronique à balayage. A : image produite par les électrons secondaires. B : spectre EDX.

3.7 Analyse micromorphologique

L'analyse micromorphologique des sédiments meubles vise à identifier les structures et particules invisibles à l'œil nu, d'après l'observation de lames minces à l'aide d'un microscope (Stoops, 2010 ; van der Meer et Menzies, 2011). Quarante-et-une lames minces de 30 µm d'épaisseur, montées dans une résine polyépoxyde, ont été préparées par Julie Boreham (université de Newcastle) et Fayçal Soufi (université de Chambéry), à partir de vingt-quatre blocs de sédiments meubles. En outre, sept autres lames minces ont été préparées par Fayçal Soufi (université de Chambéry) à partir d'échantillons représentatifs de la diversité lithologique du substrat rocheux.

Les lames minces ont été observées à l'aide d'un microscope polarisant analysant au laboratoire IDEES (université de Rouen). Les structures de dépôt et de déformation, ainsi que plusieurs particules (coprolithes, phytolithes, os, gypse, ponces) ont fait l'objet d'une recherche systématique. Les sphérulites fécales ont été recherchées uniquement dans les sédiments où la présence de coprolithes n'était pas avérée par des travaux antérieurs. Les minéraux volcaniques (plagioclases, orthopyroxènes, clinopyroxènes et amphiboles) ont été recherchés uniquement dans les tephras. Le Tableau 5.6 présente les critères de détermination des particules ainsi que les risques de confusion envisagés, en lumière polarisée non-analysée (LPNA) et analysée (LPA).

Tableau 5.6. Critères de détermination des principales particules observées dans les lames minces des sédiments des cavités du Cerro Benítez.

Particle	Identification criteria	Risk of confusion	Reference
Herbivorous coprolites	Porous aggregates of poorly digested plant fragments, often containing opal phytoliths and spherulites		Macphail and Goldberg, 2010 Brönnimann et al., 2017
Opal phytoliths	Opal concretion of various shapes produced by plant tissues, less than 1 mm long, colourless in PPL, amorphous	Elongated fragments of rhyolitic volcanic glass can be mistaken for opal phytoliths because they present similar optical properties	Gutiérrez-Castorena and Effland, 2010 Vrydaghs et al., 2017
Faecal spherulites	Spherical concretions with a diameter of 5 to 15 µm, made up of radial calcium carbonate nannocrystals with an extinction cross, mostly produced by herbivorous digestion		Durand et al., 2010 Canti and Brochier, 2017
Bone	Concentric layers of apatite, with first-order interference colour and elliptical voids named haversian canals		Karkanas and Goldberg, 2010
Gypsum	Crystals of various shapes, colourless in PPL, with a well-expressed cleavage plane, first-order interference colour and an oblique extinction angle	Other sulfate minerals present similar optical properties, but were discarded by geochemical analysis	Delvigne, 1998 Poch et al., 2010 White, 2019
Pumices	Vesicular fragments of rhyolitic volcanic glass, colourless in PPL, amorphous	Opal phytoliths present similar optical properties, and some morphotypes can be mistaken for pumice fragments	Fisher and Schmincke, 1984 Sedov et al., 2010
Plagioclase	Prismatic crystals, colourless in PPL, with two well-expressed perpendicular cleavage planes, first-order interference colour, Carlsbad twinning, oblique extinction angle		Beaux et al., 2019
Orthopyroxene	Prismatic crystals, colourless in PPL, with two perpendicular cleavage planes, first-order interference colour, right extinction angle		Beaux et al., 2019
Clinopyroxene	Prismatic crystals, colourless or light green in PPL, with two perpendicular cleavage planes, second-order interference colour, zonation and oblique extinction angle		Beaux et al., 2019
Amphibole	Pleochroic prismatic crystals, with two cleavage planes crossing at an angle of 120°, second-order interference colour and oblique extinction angle		Beaux et al., 2019

4 Stratigraphie des remplissages sédimentaires

4.1 Cueva del Milodón

La fouille de 2013 est située entre les deux principaux cônes d'éboulis, à 2 m de la paroi sud de la cavité (Figure 5.3). L'unité superficielle (U01) est composée de sables gravelo-limoneux d'une épaisseur maximale de 50 cm (Figure 5.9). L'unité sous-jacente (U02) est composée de limons graveleux, d'une épaisseur minimale de 225 cm, riches en coprolithes d'herbivores d'un diamètre maximal d'environ 10 cm (Figure 5.10). Ces derniers représentent jusqu'à près d'un tiers de la masse totale du sédiment. L'unité U02 est traversée par une fente verticale d'une hauteur de 80 cm, remplie de sédiments stratifiés provenant de l'unité sus-jacente. Les bords de l'unité hôte sont basculés en direction de la fente. Ces caractéristiques suggèrent que cette structure résulte du développement puis de la fonte d'un coin de glace, et non d'épisodes répétés de remplissage d'une fente de dessication (Black, 1976).

Ces résultats concordent avec la stratigraphie décrite par Hauthal (1899). L'unité U02 est interprétée comme l'extension latérale de la couche à coprolithes de *Mylodon* mise au jour par les fouilles antérieures (Hauthal, 1899 ; Nordenskjöld, 1996 ; Emperaire et Laming, 1954 ; Borrero, 1991). L'analyse des pollens (Salmi, 1955 ; Markgraf, 1985 ; Heusser et al., 1992 ; van Geel et al., 2022) et des restes macroscopiques de végétaux (Moore, 1978) indique que ces derniers proviennent d'une steppe froide herbacée composée d'Asteraceae, Cyperaceae, Poaceae et *Empetrum*.

L'unité U02 contient également des agrégats pulvérulents de couleur blanche, décrits par plusieurs auteurs (Nordenskjöld, 1996 ; Saxon, 1976 ; Borrero et al., 1991) comme des agrégats de sulfate de magnésium (epsomite). Les analyses cristallographiques, géochimiques et micromorphologiques réalisées pour les besoins de notre étude indiquent de manière univoque que ces agrégats sont en réalité composés de microcristaux de gypse (Figure 5.11). Ces derniers représentent jusqu'à 7 % de la fraction cristalline des sédiments. L'analyse micromorphologique révèle également la présence de microcristaux de gypse dans les fentes des fragments de voûte (Figure 5.12).

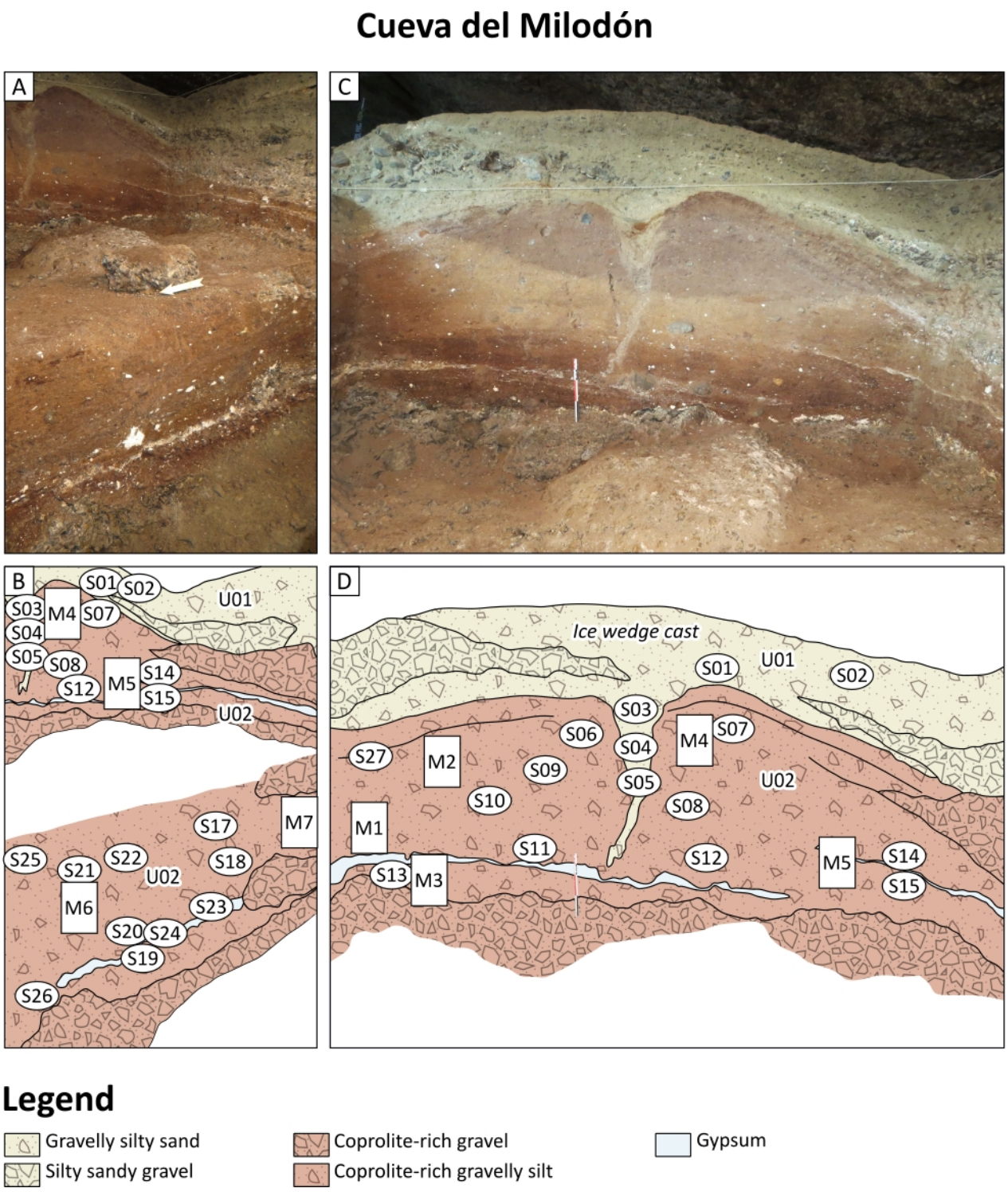


Figure 5.9. Unités stratigraphiques du profil est de la Cueva del Milodón mises au jour par la fouille de 2013. A, C : photographies (Dominique Todisco, université de Rouen). B, D : interprétation stratigraphique, indiquant l'emplacement des échantillons de sédiments. S : échantillon en vrac ; M : bloc micromorphologique. Barre d'échelle : 30 cm.

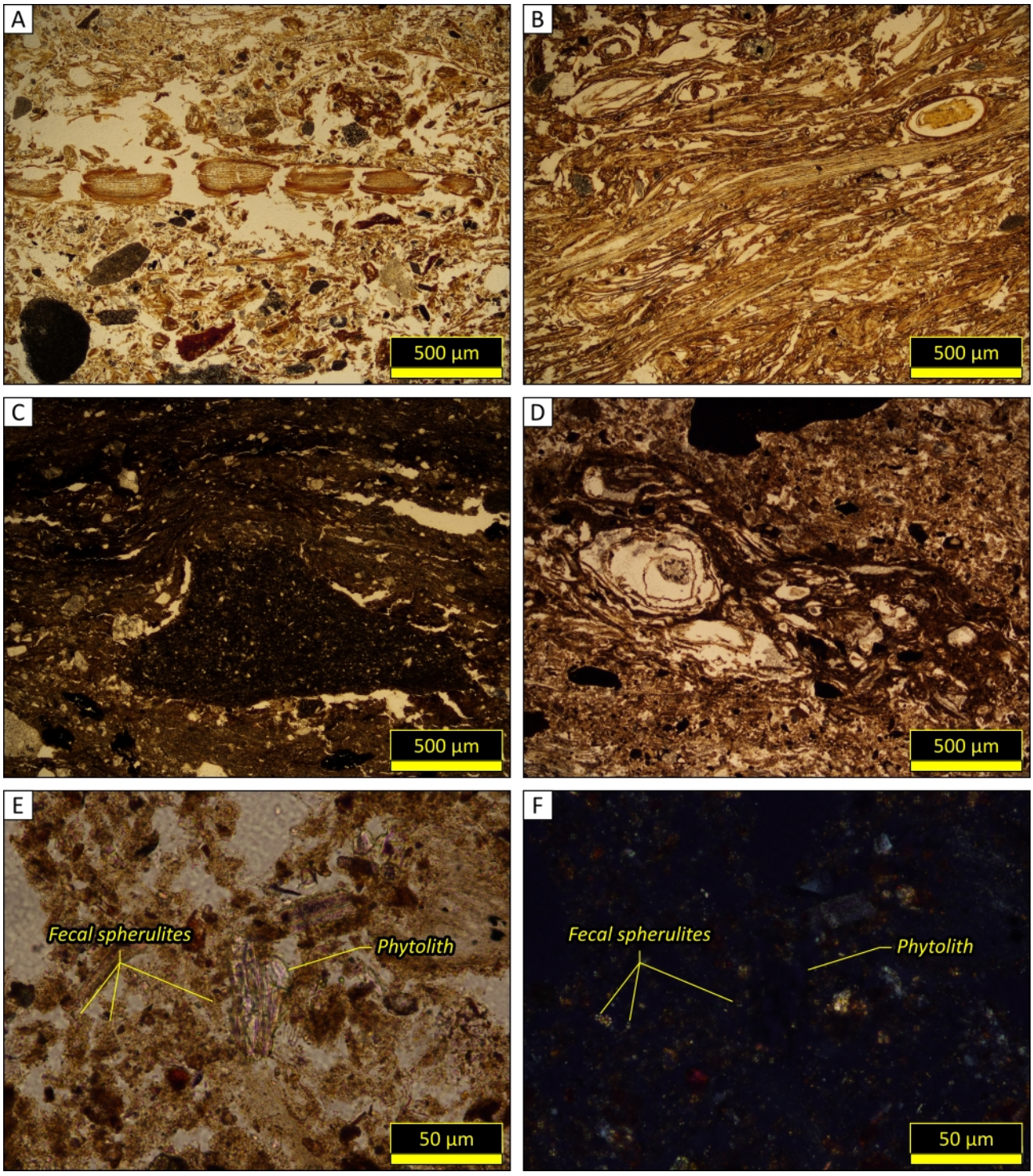


Figure 5.10. Microphotographies de coprolithes d'herbivores. A : coprolithe de Mylodon, MIL13-E-M2b, Cueva del Milodón, LPNA. B : coprolithe de *Mylodon*, MIL13-E-M4, Cueva del Milodón, LPNA. C : coprolithe d'herbivore compacté et déformé par un fragment de voûte anguleux, MED12-E-M1b, Cueva del Medio, LPNA. D : coprolithe d'herbivore, CHI11-N-M1a, Cueva Chica, LPNA. E, F : sphérulites fécales et phytolithes, CHI11-N-M1b, Cueva Chica, LPNA (E) et LPA (F).

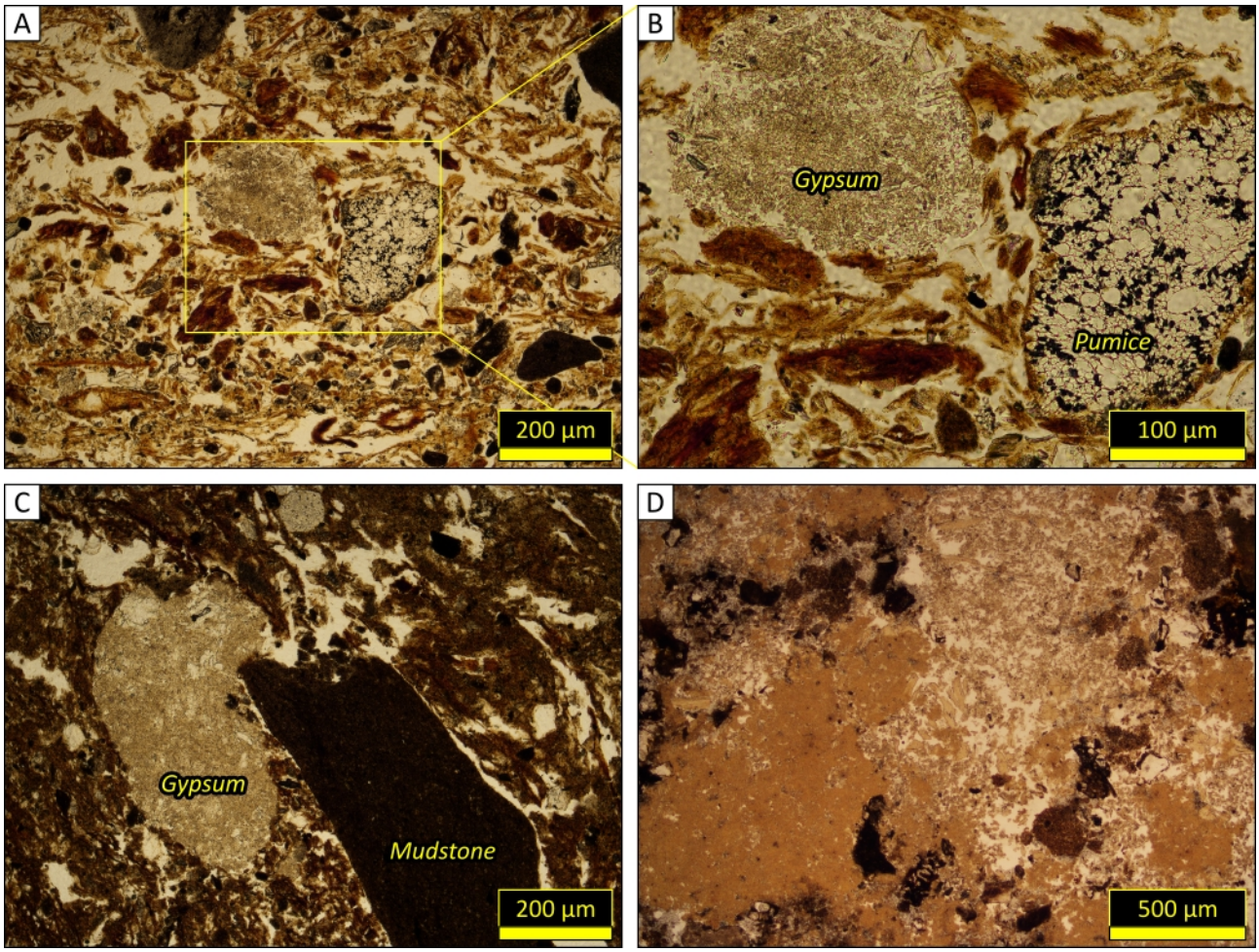


Figure 5.11. Microphotographies d'agrégats de gypse. A, B : agrégat de gypse et ponce de taille sableuse entourés de fragments végétaux, MIL13-E-M2b, Cueva del Milodón, LPNA. C : agrégat de gypse déformé par par un fragment de voûte anguleux, MIL13-M7a, Cueva del Milodón, LPNA. D : agrégat de gypse, CHI11-N-M6, Cueva Chica, LPNA.

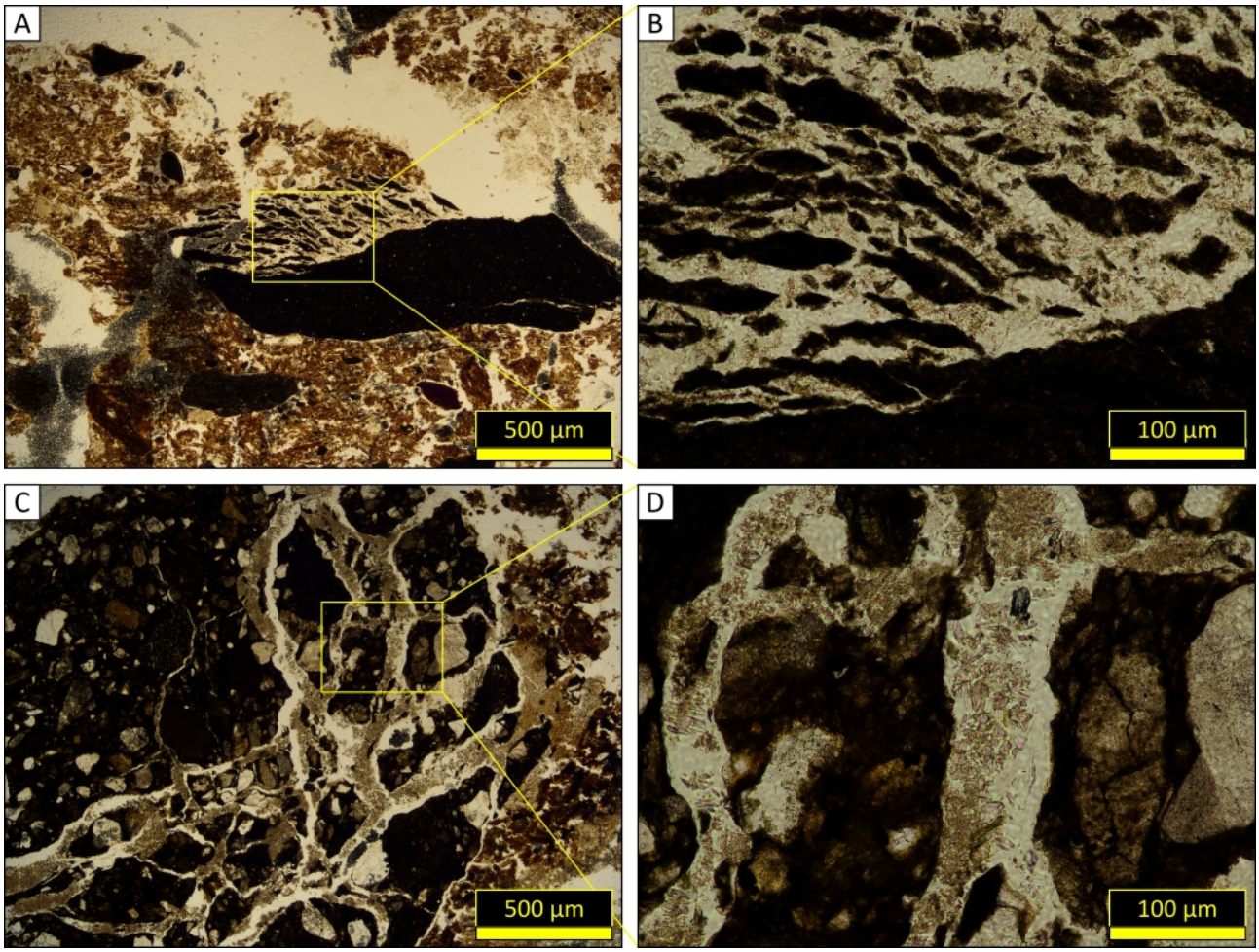


Figure 5.12. Microphotographies de fentes de fragments de voûte remplies de microcristaux de gypse. A, B : MIL13-E-M3b, Cueva del Milodón, LPNA. C, D : MIL13-E-M6a, Cueva del Milodón, LPNA.

Contrairement aux fouilles de 1953 (Emperaire et Laming, 1954), la fouille de 2013 n'a pas mis au jour de banc de tephras. En revanche, l'analyse micromorphologique révèle que les coprolithes situés à une profondeur inférieure à 120 cm contiennent, dans la totalité des lames minces analysées (MIL13-E-M4, MIL13-E-M2a, MIL13-E-M2b, MIL13-E-M1a, MIL13-E-M1b, MIL13-E-M1c, MIL13-E-M5a et MIL13-E-M5b), des ponces isolées caractérisées par une surface émoussée, et dont les vésicules externes sont remplies de matrice organique (Figure 5.13). Nous proposons de désigner ce nouveau type de dépôt pyroclastique sous le nom de coprotephra.

Un fragment d'os de Mylodontinae mis au jour dans l'unité U02 a livré un âge de 16,7-17,1 ka cal. BP (Todisco et al., 2018). La fouille s'est achevée dans cette unité sans atteindre le substrat rocheux. La description des unités stratigraphiques est reportée dans le Tableau 5.7.

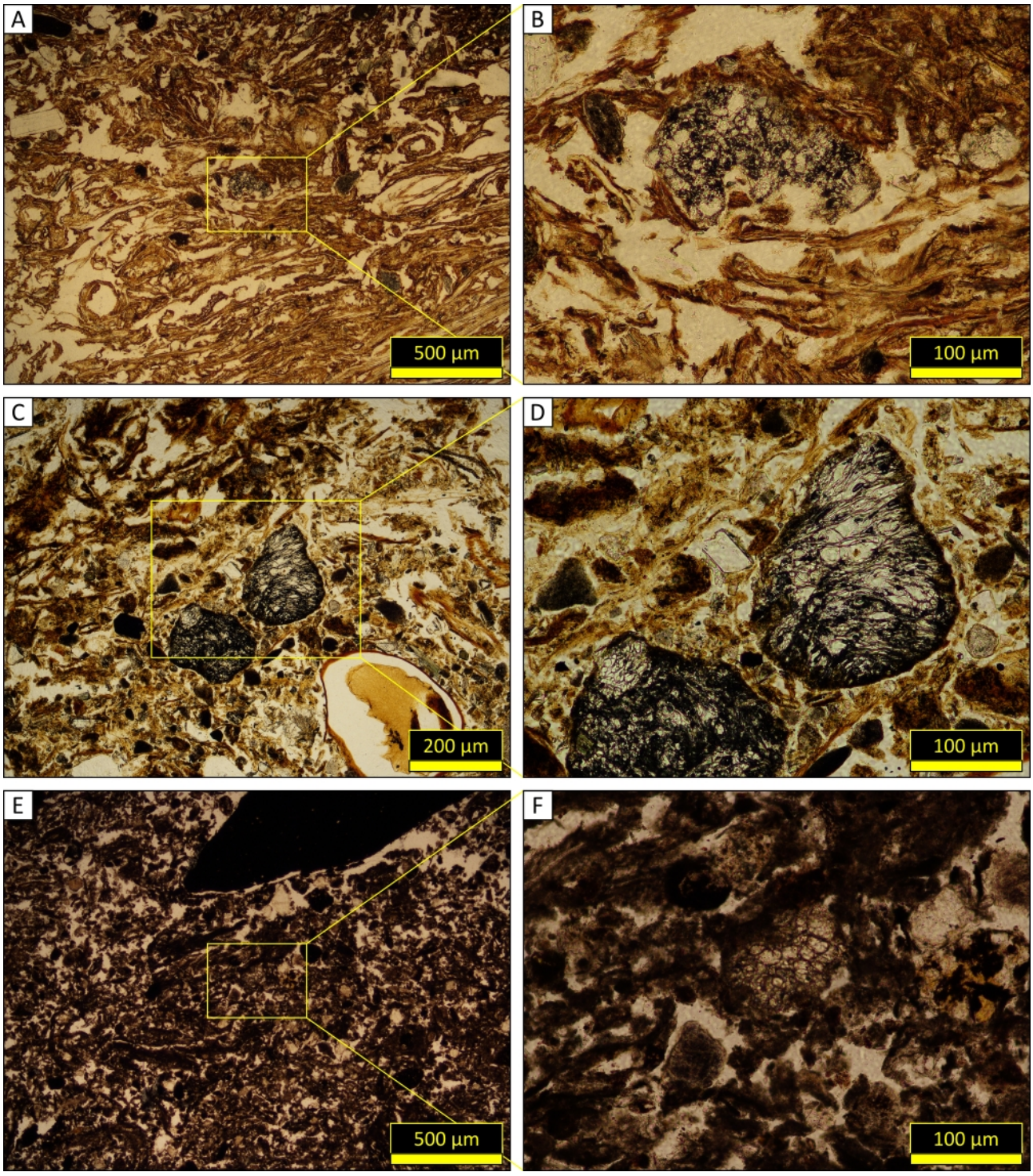


Figure 5.13. Microphotographies de coprotephras. A, B : MIL13-E-M4, Cueva del Milodón, LPNA. C, D : MIL13-E-M2a, Cueva del Milodón, LPNA. E, F : CHI11-N-M3b, Cueva Chica, LPNA.

Tableau 5.7. Caractéristiques sédimentologiques des unités stratigraphiques de la Cueva del Milodón.

Unit	Maximum thickness (cm)	Lithofacies	Gravel-sized particles	Depositional structures	Deformation structures	Micro-morphology samples
U01	50	Gravelly silty sand	Sharp-angled gravels			
U02	> 225	Coprolite-rich gravelly silt	Coprolite (6-32 %) Sharp-angled gravels Gypsum aggregates		Ice wedge cast	MIL13-E-M4 MIL13-E-M2 MIL13-E-M1 MIL13-E-M5 MIL13-E-M3 MIL13-E-M6 MIL13-E-M7

4.2 Cueva del Medio

La fouille de 2011 à 2012 est située au pied d'un talus d'éboulis d'une pente de 15°. L'unité superficielle (U01) est composée de sables gravelo-limoneux d'une épaisseur maximale de 50 cm (Figures 5.14 et 5.15). Cette unité correspond aux « couches » 1 à 5 décrites par Nami (1987). Des artefacts lithiques attribués au complexe archéologique de Fell ont été mis au jour dans cette unité, ainsi que des restes de camélidés d'un âge de 4,0 à 4,4 ka cal. BP et plusieurs fragments de charbon, au sein de foyers, ayant livré des âges respectifs de 3,0-3,2 ka cal. BP et 12,0-12,5 ka cal. BP (Martin et al., 2015).

L'unité sous-jacente (U02) est composée de sables quartzeux et de ponces en proportion croissante vers la base, d'une épaisseur maximale de 190 cm. La partie inférieure de cette unité est composée de bancs de ponces de taille sableuse (faciès P1) et de limons (faciès P2) interstratifiés, d'une épaisseur totale de 30 cm, d'un pendage de 10°, à laminations planes et à chenaux (Figures 5.14 et 5.16). L'orientation des bancs vers le nord-est suggère que ces derniers représentent l'extrémité distale d'un cône de déjection déposé à l'entrée de la grotte. L'analyse micromorphologique (Figure 5.17) révèle que les lamines de ponces présentent un granoclassement normal. Les limons sont composés de ponces et de cristaux volcaniques (plagioclases, orthopyroxènes, clinopyroxènes, amphiboles). L'interface entre les sables quartzeux et les ponces de taille sableuse sous-jacentes est caractérisé par des figures de charge orientées vers le fond de la grotte, désignées sous le nom de structures en flammes (Allen, 1982). Ces dernières témoignent du fluage latéral de la partie inférieure du cône, saturée en eau, sous l'effet de la gravité. De manière concordante, les bancs de

ponces de taille sableuse sont également affectés par des chevauchements indiquant un déplacement latéral de la partie proximale du cône vers le fond de la grotte (Figures 5.14 et 5.18).

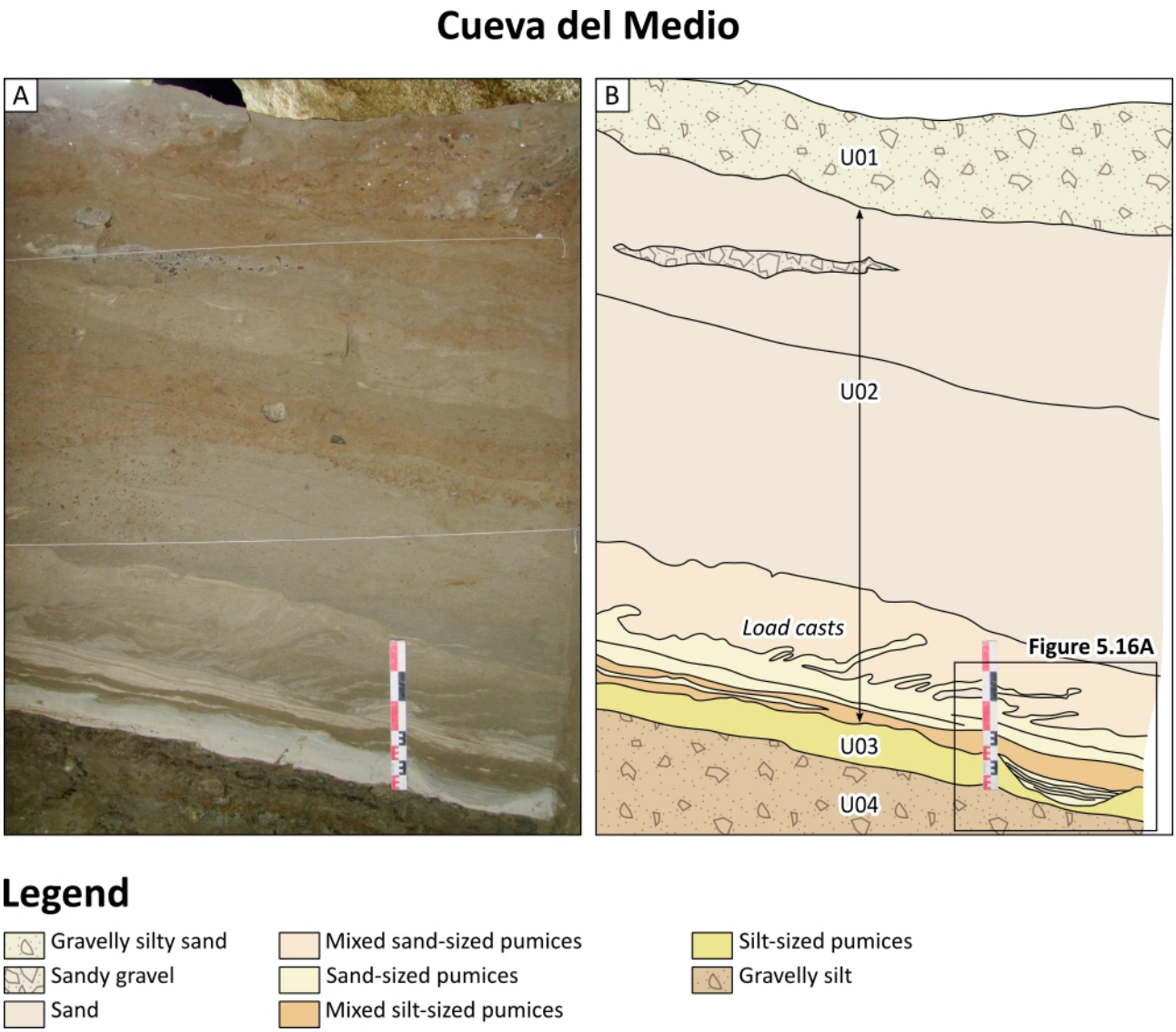


Figure 5.14. Unités stratigraphiques du profil sud de la Cueva del Medio mises au jour par la fouille de 2012. A : photographie (Dominique Todisco, université de Rouen). B : interprétation stratigraphique. Barre d'échelle : 50 cm.

Une côte de Felidae mise au jour à l'interface entre les sables quartzeux et les ponces de taille sableuse sous-jacentes a livré un âge de 14,3-15,0 ka cal. BP (Martin et al., 2015). Cette unité recouvre un banc de ponces de taille limoneuse d'une épaisseur de 10 cm (U03), à laminations planes (faciès P3). Une vertèbre de *Mylodon* mise au jour à la base de cette unité a livré un âge de 14,5-15,6 ka cal. BP (Martin et al., 2015).

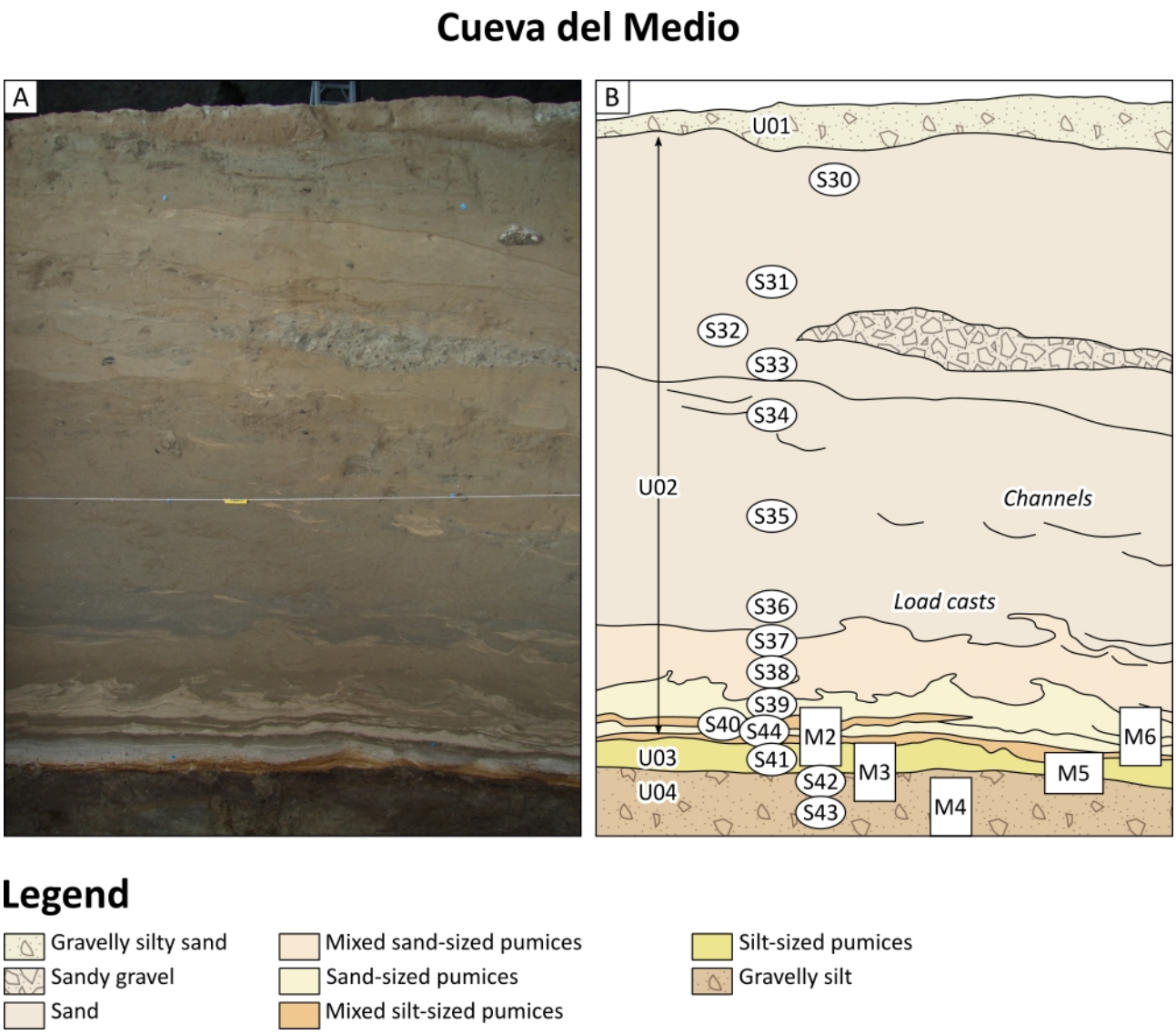


Figure 5.15. Unités stratigraphiques du profil ouest de la Cueva del Medio mises au jour par la fouille de 2012. A : photographie (Dominique Todisco, université de Rouen). B : interprétation stratigraphique, indiquant l'emplacement des échantillons de sédiments. S : échantillon en vrac ; M : bloc micromorphologique.

Les unités sous-jacentes (Figure 5.16) sont composées de limons graveleux de couleur marron (U04) et rouge (U05), d'une épaisseur totale de 110 cm. L'analyse micromorphologique révèle dans l'unité U05 la présence de coprolithes d'herbivores (Figure 5.10), de phytolithes et de sphérulites. Une mandibule et un fragment d'os de *Mylodon* mis au jour dans l'unité U04 ont livré des âges respectifs de 15,3-15,7 et 15,4-15,8 ka cal. BP. L'unité U05 a livré une côte de *Mylodon* d'un âge de 16,2-16,7 ka cal. BP (Martin et al., 2015).

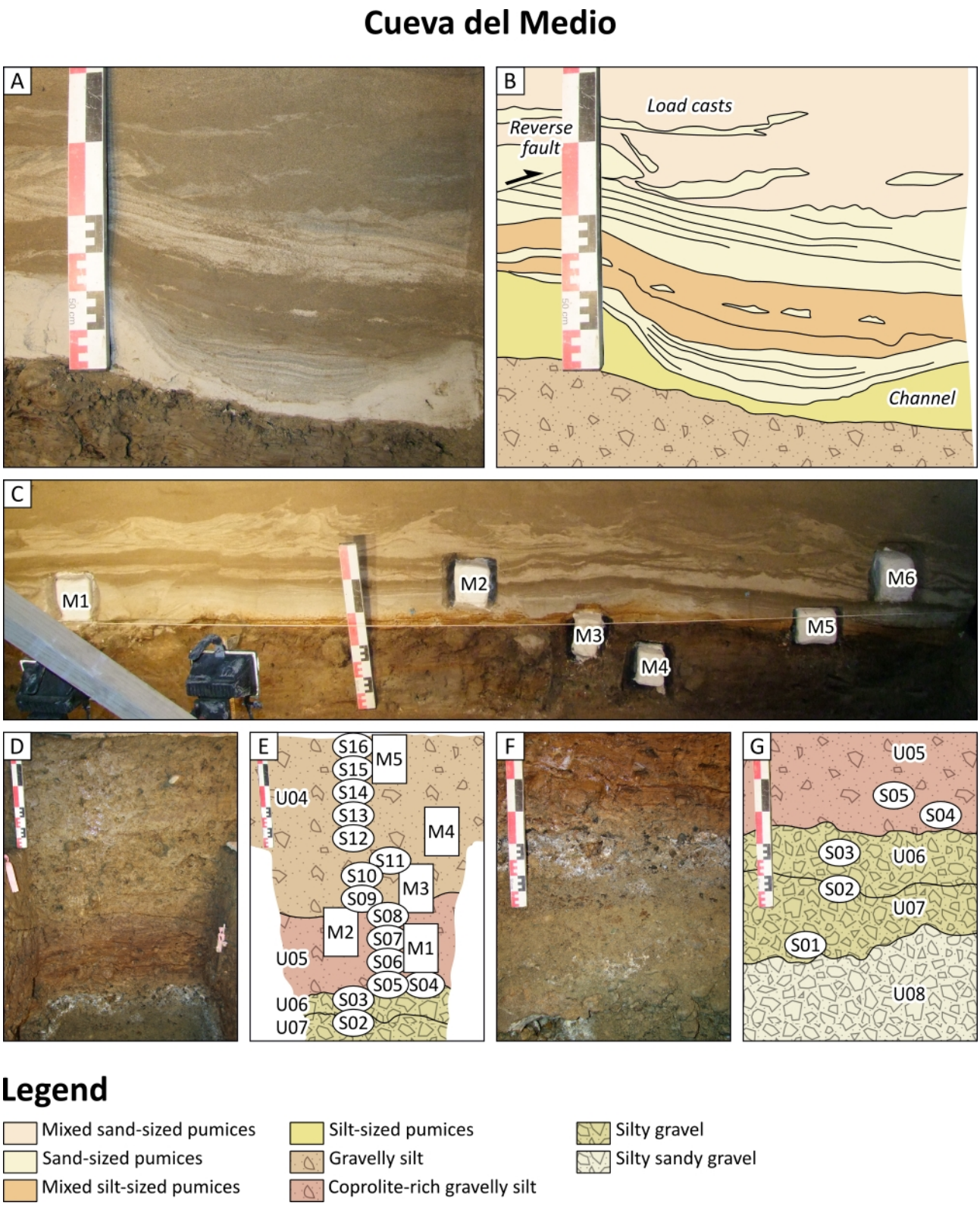


Figure 5.16. Unités stratigraphiques du profil ouest de la Cueva del Medio mises au jour par la fouille de 2012. A, C, D, F : photographies (Dominique Todisco, université de Rouen). B, E, G : interprétation stratigraphique, indiquant l'emplacement des échantillons de sédiments. A, B : détail du profil sud. C : blocs de sédiments prélevés à l'aide de bandes plâtrées, profil ouest. D, E, F, G : profil est. S : échantillon en vrac ; M : bloc micromorphologique. Barre d'échelle : 50 cm.

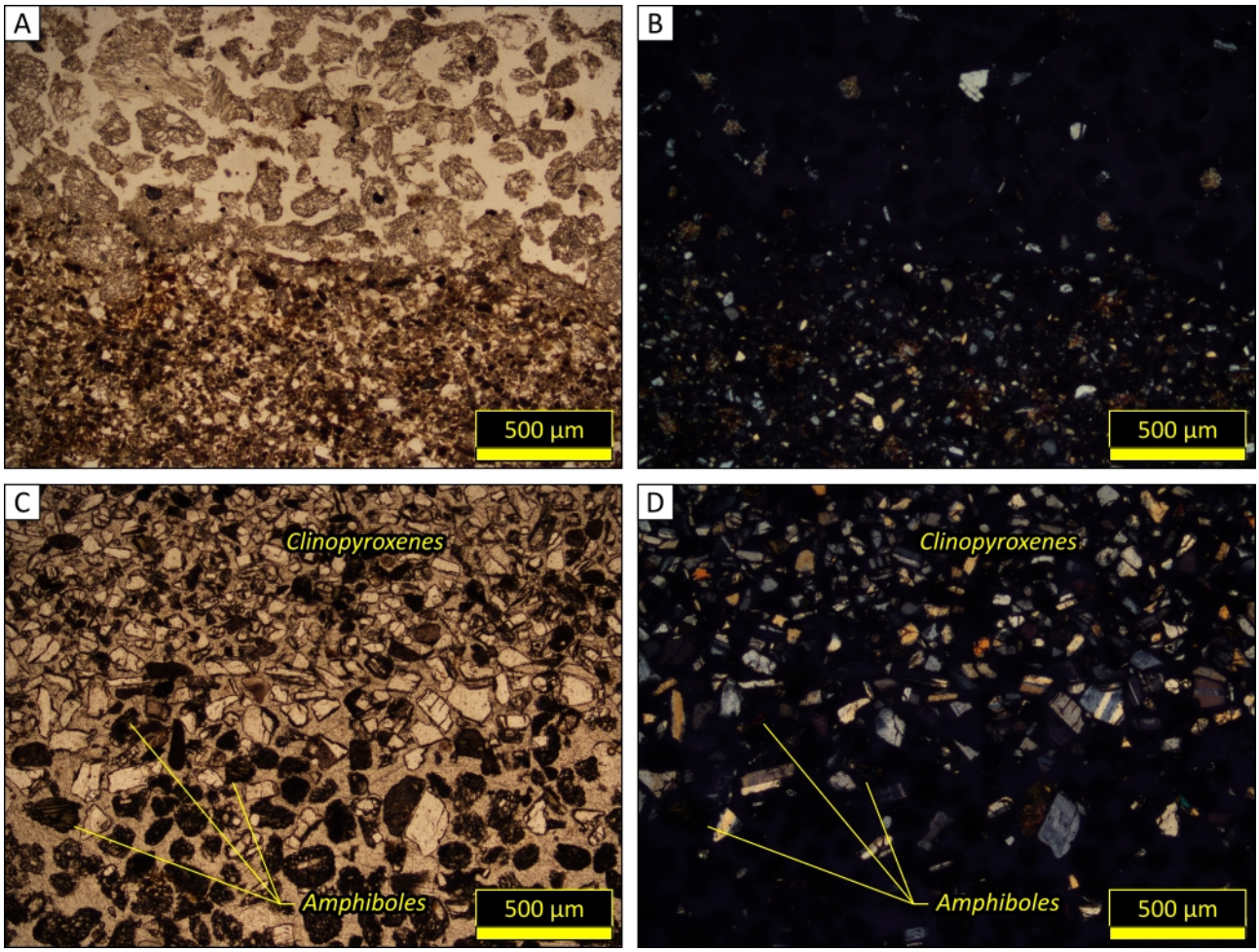


Figure 5.17. Microphtographies des faciès de tephras. A, B : contact entre une lamine de limons (faciès P2) et une lamine de ponces de taille sableuse (faciès P1) marquant la limite de séquence granodécroissante, MED12-W-M2a, Cueva del Medio, LPNA (A) et LPA (B). C, D : lamine de ponces sableuses granodécroissante (faciès P1), avec une proportion croissante de cristaux volcaniques vers le toit de la séquence, ESC16-M1a, Cueva Escondida, LPNA (C) et LPA (D).

Les unités sous-jacentes (Figure 5.16) sont composées de graviers limoneux de couleur blanche (U06) et marron (U07) et de graviers sablo-limoneux (U08), d'une épaisseur totale supérieure à 140 cm. L'unité U08 a livré un fragment d'os de mammifère d'un âge de 16,3-16,7 ka cal. BP et un ostéoderme de *Mylodon* d'un âge de 16,4-16,9 ka cal. BP (Martin et al., 2015). La fouille s'est achevée dans cette unité sans atteindre le substrat rocheux. La description des unités stratigraphiques est reportée dans le Tableau 5.8.

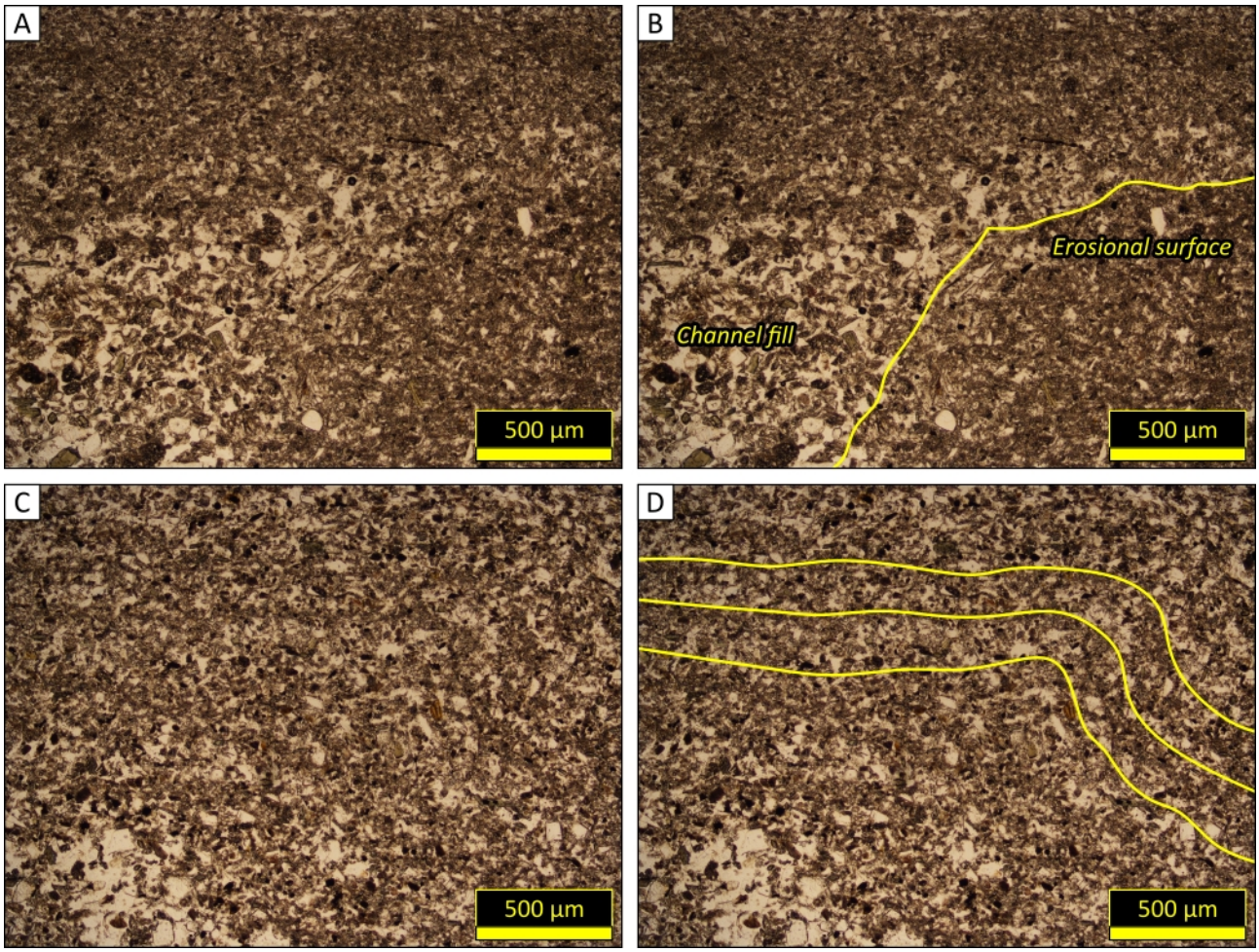


Figure 5.18. Microphotographies des structures de dépôt et de déformation identifiées dans les tephras. A, C : microphotographies. B, D ; interprétation stratigraphique. A, B : chenal au contact de deux lamines de limons (faciès P2), MED12-W-M1a, Cueva del Medio, LPNA. C, D : anticlinal (figure de charge) au sein d'un banc de limons (faciès P2), MED12-W-M1a, Cueva del Medio, LPNA.

Tableau 5.8. Caractéristiques sédimentologiques des unités stratigraphiques de la Cueva del Medio.

Unit	Maximum thickness (cm)	Lithofacies	Gravel-sized particles	Depositional structures	Deformation structures	Micro-morphology samples
U01	50	Gravelly silty sand	Sharp-angled gravels			
U02	190	Sand	Sharp-angled gravels			
		Mixed sand-sized pumices		Channels	Load casts	
		Sand-sized pumices (P1)		Plane-stratified, normal-graded laminae Channels	Load casts Thrust faults	MED12-W-M1 MED12-W-M2 MED12-W-M6
		Mixed silt-sized pumices (P2)		Plane-stratified laminae		
U03	10	Silt-sized pumices (P3)		Plane-stratified laminae		MED12-W-M1 MED12-W-M3 MED12-W-M5
U04	80	Gravelly silt (brown)	Sharp-angled gravels			MED12-W-M5 MED12-W-M3 MED12-W-M4 MED12-E-M5 MED12-E-M4 MED12-E-M3
U05	30	Coprolite-rich gravelly silt (red)	Sharp-angled gravels Coprolite (5-7 %)			MED12-E-M2 MED12-E-M1
U06	20	Silty gravel (white)	Sharp-angled gravels			
U07	30	Silty gravel (brown)	Sharp-angled gravels			
U08	> 90	Silty sandy gravel	Sharp-angled gravels			

4.3 Cueva Chica

La fouille de 2011 est située au pied d'un talus d'éboulis d'une pente de 25°, au contact de la paroi est de la cavité (Figure 5.4). L'unité superficielle (U01) est composée de sables gravelo-limoneux d'une épaisseur de 30 cm. Cette unité recouvre une lentille de sables d'une épaisseur maximale de 60 cm (U02), à laminations planes. Cette unité remplit un chenal incisant le toit de l'unité sous-jacente (U03), composée de sables gravelo-limoneux d'une épaisseur maximale de 50 cm (Figures 5.19 et 5.20). L'unité sous-jacente (U04) est composée de sables gravelo-limoneux d'une

épaisseur maximale de 30 cm, et de coulées calcitiques interstratifiées d'une épaisseur inférieure à 1 cm. Ces dernières sont interprétées comme l'extension latérale des coulées stalagmitiques affleurant le long de la paroi ouest de la grotte. Une phalange de *Panthera onca* mise au jour dans cette unité a livré un âge de 13,2-13,4 ka cal. BP (Martin et al., 2013). Cette unité recouvre une lentille de graviers limono-sableux d'une épaisseur maximale de 30 cm (U05).

L'unité sous-jacente (U06) est composée de de graviers limoneux de couleur noire d'une épaisseur maximale de 20 cm. Une une vertèbre de Mylodontinae et une fibule de *Panthera onca* mises au jour dans cette unité ont livré des âges respectifs de 12,6-12,8 et 13,2-13,5 ka cal. BP (Martin et al., 2013). Cette unité recouvre une lentille de limons graveleux d'une épaisseur maximale de 150 cm (U07), présentant des auréoles d'oxydation concentriques (Figure 5.19). L'analyse micromorphologique révèle dans ces unités la présence de fragments de coprolithes d'herbivores d'une longueur maximale de 2 cm (Figure 5.9), représentant jusqu'à près d'un quart de la masse totale du sédiment. Les coprolithes contiennent des phytolites et des sphérulites, ainsi qu'une ponce (Figure 5.13). La présence dans cette unité d'une dalle de conglomérat basculée verticalement suggère que les sédiments ont été remaniés postérieurement au dépôt (Figure 5.19). L'unité sous-jacente (U08) est composée de graviers limoneux de couleur noire d'une épaisseur maximale de 20 cm.

Cette unité recouvre une lentille de graviers limoneux d'une épaisseur maximale de 25 cm (U09). Une vertèbre de Mylodontinae mise au jour dans cette unité a livré un âge de 17,1-17,4 ka cal. BP (Martin et al., 2013). L'unité sous-jacente (U10) est composée de graviers sablo-limoneux d'une épaisseur maximale de 50 cm. Cette unité a livré une astragale de *Lama gracilis* d'un âge de 17,9-18,3 ka cal. BP (Martin et al., 2013). L'unité sous-jacente (U11) est composée de graviers aux arrêtes émoussées (Figure 5.21). La fouille s'est achevée dans cette unité sans atteindre le substrat rocheux. La description des unités stratigraphiques est reportée dans le Tableau 5.9.

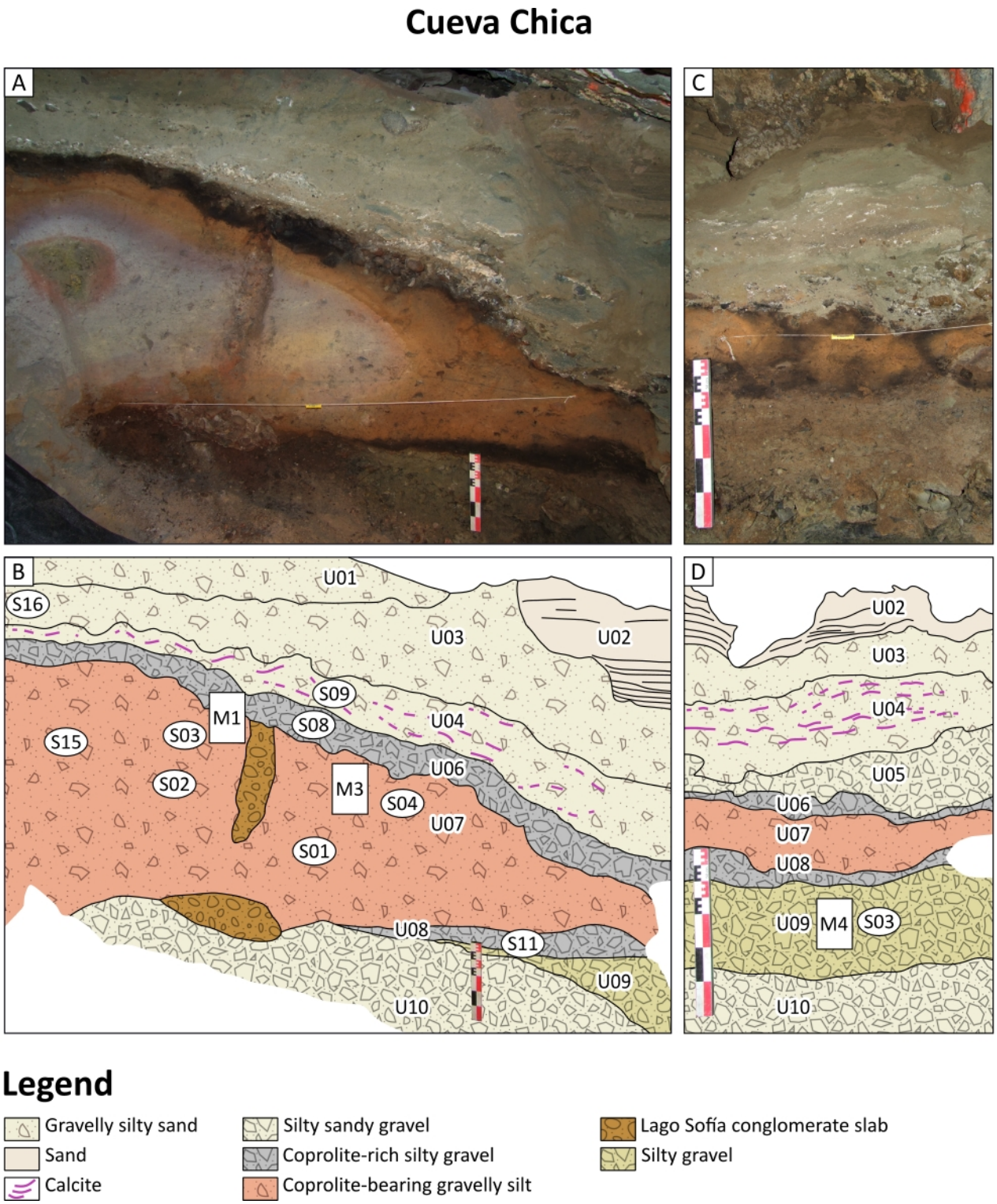


Figure 5.19. Unités stratigraphiques de la Cueva Chica mises au jour par la fouilles de 2011. A, C : photographies (Dominique Todisco, université de Rouen). B, D : interprétation stratigraphique, indiquant l'emplacement des échantillons de sédiments. A, B : profil nord. C, D : profil est. S : échantillon en vrac ; M : bloc micromorphologique. Barre d'échelle : 50 cm.

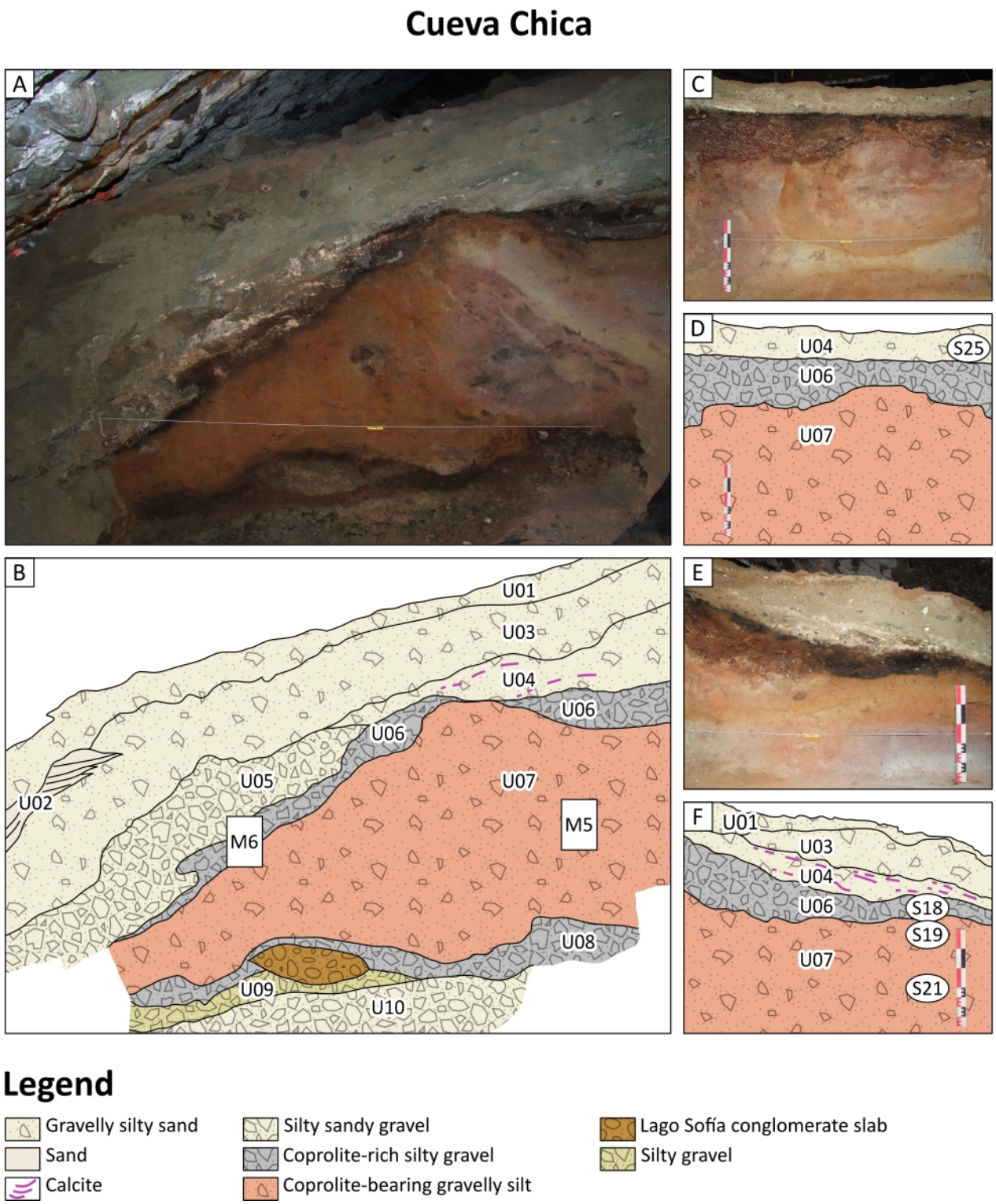


Figure 5.20. Unités stratigraphiques de la Cueva Chica mises au jour par la fouille de 2011. A, C, E : photographies (Dominique Todisco, université de Rouen). B, D, F : interprétation stratigraphique, indiquant l'emplacement des échantillons de sédiments. A, B : profil sud. C, D : profil ouest. E, F : profil nord. S : échantillon en vrac ; M : bloc micromorphologique. Barre d'échelle : 50 cm.

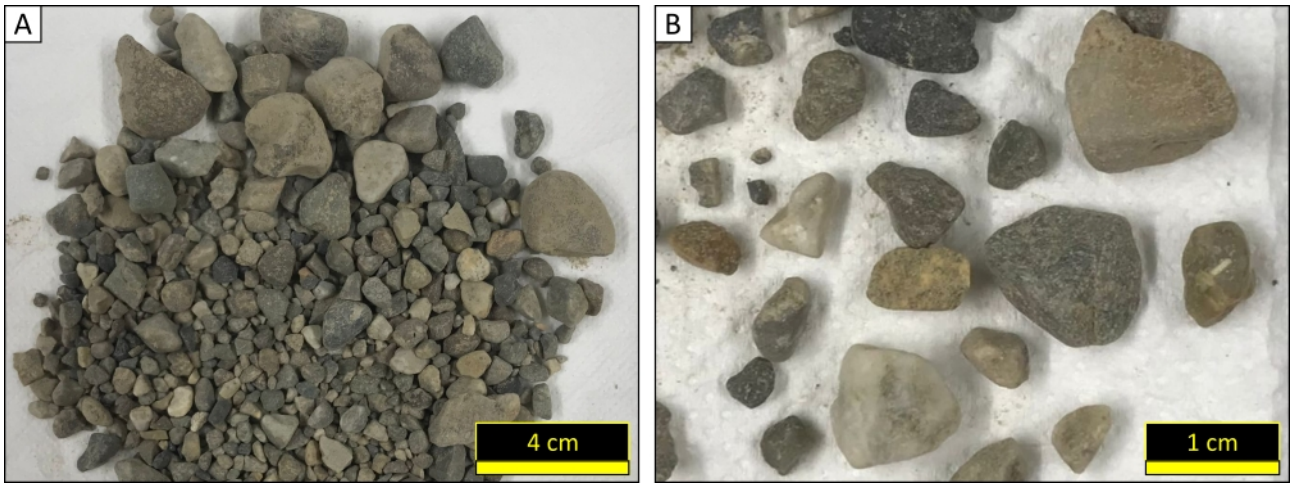


Figure 5.21. Échantillon de graviers en vrac provenant de l'unité U10 de la Cueva Chica mise au jour par la fouille de 2011. Photographies : Ingrid Bejarano Arias (université de Rouen). Ce faciès se distingue par l'absence de fraction inférieure à 2 mm (A) ainsi que par la morphologie des graviers, caractérisée par la présence d'arêtes émoussées (B).

4.4 Cueva de la Ventana

L'unité superficielle (U01) est composée de sables gravelo-limoneux d'une épaisseur maximale de 60 cm (Figures 5.22 et 5.23). Cette unité tronque un banc de ponces de taille sableuse d'une épaisseur de 80 cm (U02), à laminations obliques d'un pendage maximal de 20° (faciès P1). L'orientation des foresets vers le sud suggère que ces derniers représentent l'extrémité distale d'un cône de déjection déposé à l'entrée de l'abri. Cette unité recouvre un banc de ponces de taille limoneuse d'une épaisseur de 10 cm (U03), à laminations planes (faciès P3). L'unité sous-jacente (U04) est composée de graviers sablo-limoneux d'une épaisseur minimale de 20 cm. Une phalange de Camelidae mise au jour dans cette unité a livré un âge de 15,5-16,3 ka cal. BP (Todisco et al., 2018). La fouille s'est achevée dans cette unité sans atteindre le substrat rocheux. La description des unités stratigraphiques est reportée dans le Tableau 5.10.

Tableau 5.9. Caractéristiques sédimentologiques des unités stratigraphiques de la Cueva Chica.

Unit	Maximum thickness (cm)	Lithofacies	Gravel-sized particles	Depositional structures	Deformation structures	Micro-morphology samples
U01	30	Gravelly silty sand	Sharp-angled gravels		Burrows	
U02	60	Sand		Plane-stratified laminae Channels		
U03	50	Gravelly silty sand	Sharp-angled gravels			
U04	30	Calcite-rich gravelly silty sand	Sharp-angled gravels Flowstone			
U05	30	Silty sandy gravel	Sharp-angled gravels			
U06	20	Coprolite-rich silty gravel	Sharp-angled gravels Coprolite (15-23 %) Gypsum aggregates			CHI11-S-M6
U07	150	Coprolite-bearing gravelly silt	Sharp-angled gravels Coprolite (0-2%)		Tilted conglomerate slab	CHI11-N-M1 CHI11-N-M3 CHI11-S-M5
U08	20	Coprolite-rich silty gravel	Sharp-angled gravels Coprolite (6 %)			
U09	25	Silty gravel	Sharp-angled gravels			CHI11-E-M4
U10	50	Silty sandy gravel	Sharp-angled gravels			
U11	Unknown	Gravel	Rounded gravels			

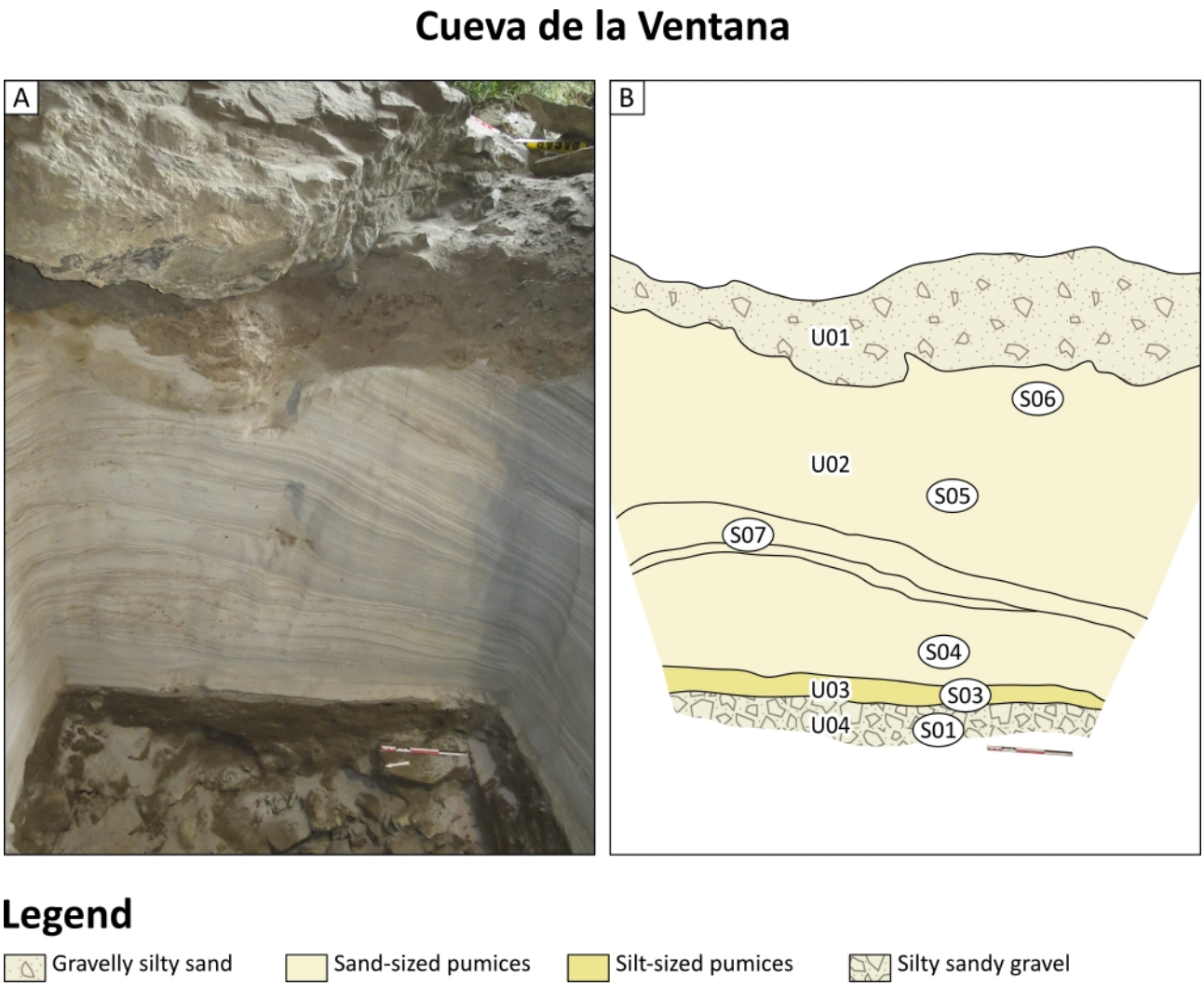


Figure 5.22. Unités stratigraphiques du profil est de la Cueva de la Ventana mises au jour par la fouille de 2016. A : photographie (Dominique Todisco, université de Rouen). B : interprétation stratigraphique, indiquant l'emplacement des échantillons de sédiments. S : échantillon en vrac ; M : bloc micromorphologique. Barre d'échelle : 30 cm.

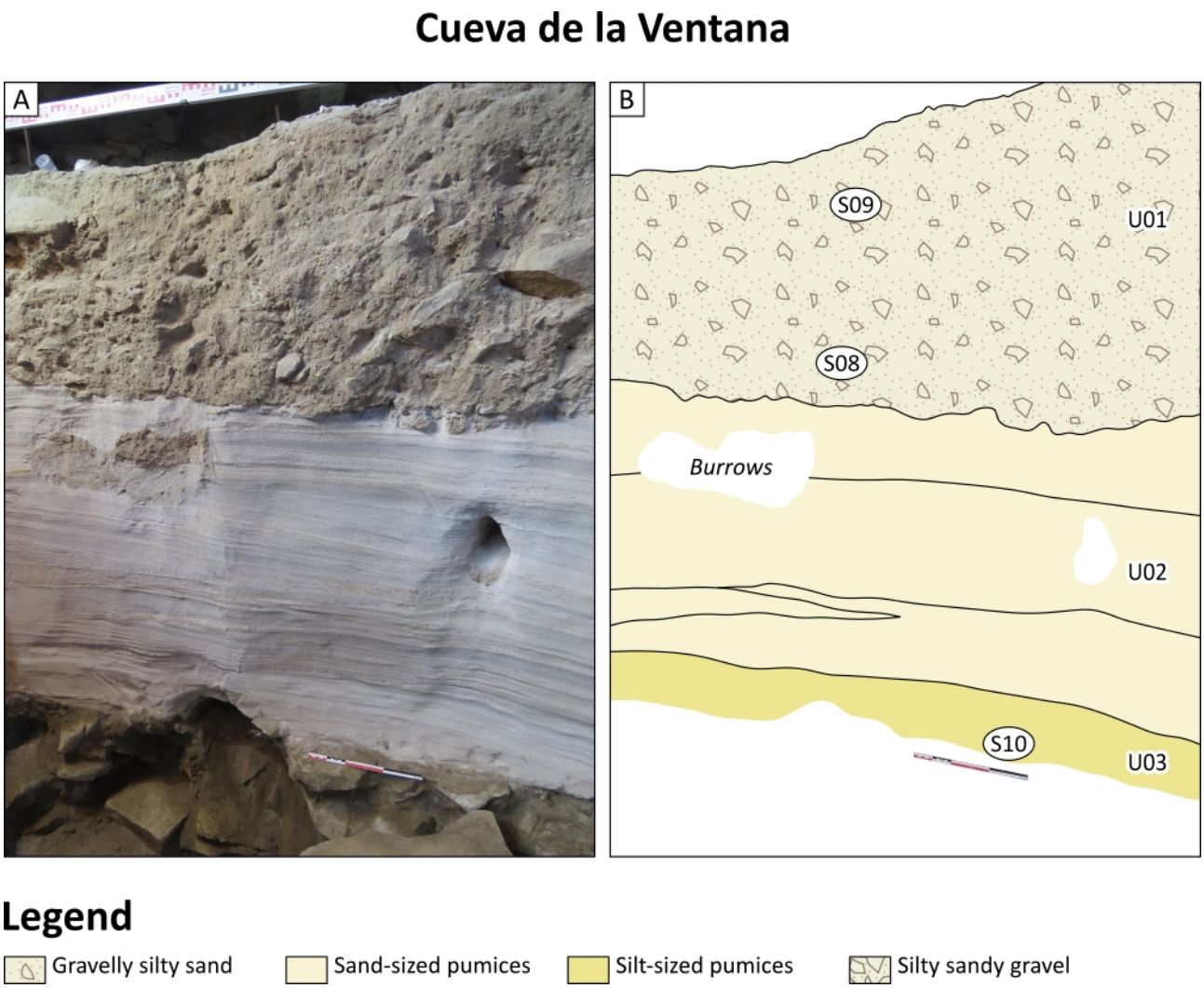


Figure 5.23. Unités stratigraphiques du profil ouest de la Cueva de la Ventana mises au jour par la fouille de 2016. A : photographie (Dominique Todisco, université de Rouen). B : interprétation stratigraphique, indiquant l'emplacement des échantillons de sédiments. S : échantillon en vrac ; M : bloc micromorphologique. Barre d'échelle : 30 cm.

Tableau 5.10. Caractéristiques sédimentologiques des unités stratigraphiques de la Cueva de la Ventana.

Unit	Maximum thickness (cm)	Lithofacies	Gravel-sized particles	Depositional structures	Deformation structures	Micro-morphology samples
U01	90	Gravelly silty sand	Sharp-angled gravels			
U02	80	Sand-sized pumices (P1)		Cross stratified laminae	Burrows	
U03	10	Silt-sized pumices (P3)		Plane-stratified laminae		
U04	> 20	Silty sandy gravel	Sharp-angled gravels			

4.5 Cueva Escondida

L'unité superficielle (U01) est composée de graviers sablo-limoneux anguleux d'une épaisseur maximale de 20 cm (Figure 5.24). Cette unité recouvre un banc de ponces de taille sableuse d'une épaisseur de 140 cm (U02), à laminations planes et à chenaux (faciès P1), ainsi que d'une lentille de ponces de taille limoneuse. Cette unité contient également des concrétions calcitiques résultant de l'infiltration des eaux d'égouttement dans les tephras. L'analyse micromorphologique révèle que les lamines de ponces présentent un granoclassement normal (Figure 5.16). L'unité sous-jacente (U03) est composée de graviers sablo-limoneux d'une épaisseur minimale de 60 cm. Cette unité a livré un lunatum d'*Hippidion* d'un âge de 16,6-17,0 ka cal. BP (Martin et Borrero, 2017). La fouille s'est achevée dans cette unité sans atteindre le substrat rocheux. La description des unités stratigraphiques est reportée dans le Tableau 5.11.

4.6 Alero Dos Herraduras

Les fouilles de 2015 ont été conduites dans l'Alero Dos Herraduras 1 et l'Alero Dos Herraduras 3 (Figure 5.6). L'unité superficielle (U01) est composée de graviers sablo-limoneux d'une épaisseur maximale de 95 cm. Dans l'Alero Dos Herraduras 3, cette unité recouvre le substrat rocheux. Dans l'Alero Dos Herraduras 1, cette unité tronque un banc de ponces de taille sableuse d'une épaisseur minimale de 40 cm (U02), à laminations obliques d'un pendage maximal de 6° (faciès P1). L'orientation des foresets vers l'est suggère que ces derniers représentent l'extrémité distale d'un cône de déjection déposé à l'entrée de l'abri. La fouille s'est achevée dans cette unité sans atteindre le substrat rocheux (Figure 5.25). Ces résultats concordent avec ceux des fouilles antérieures (Borrero, 1982 ; Massone, 1982 ; Borrero et al., 1991 ; Borrero et Massone, 1994). La description des unités stratigraphiques est reportée dans le Tableau 5.12.

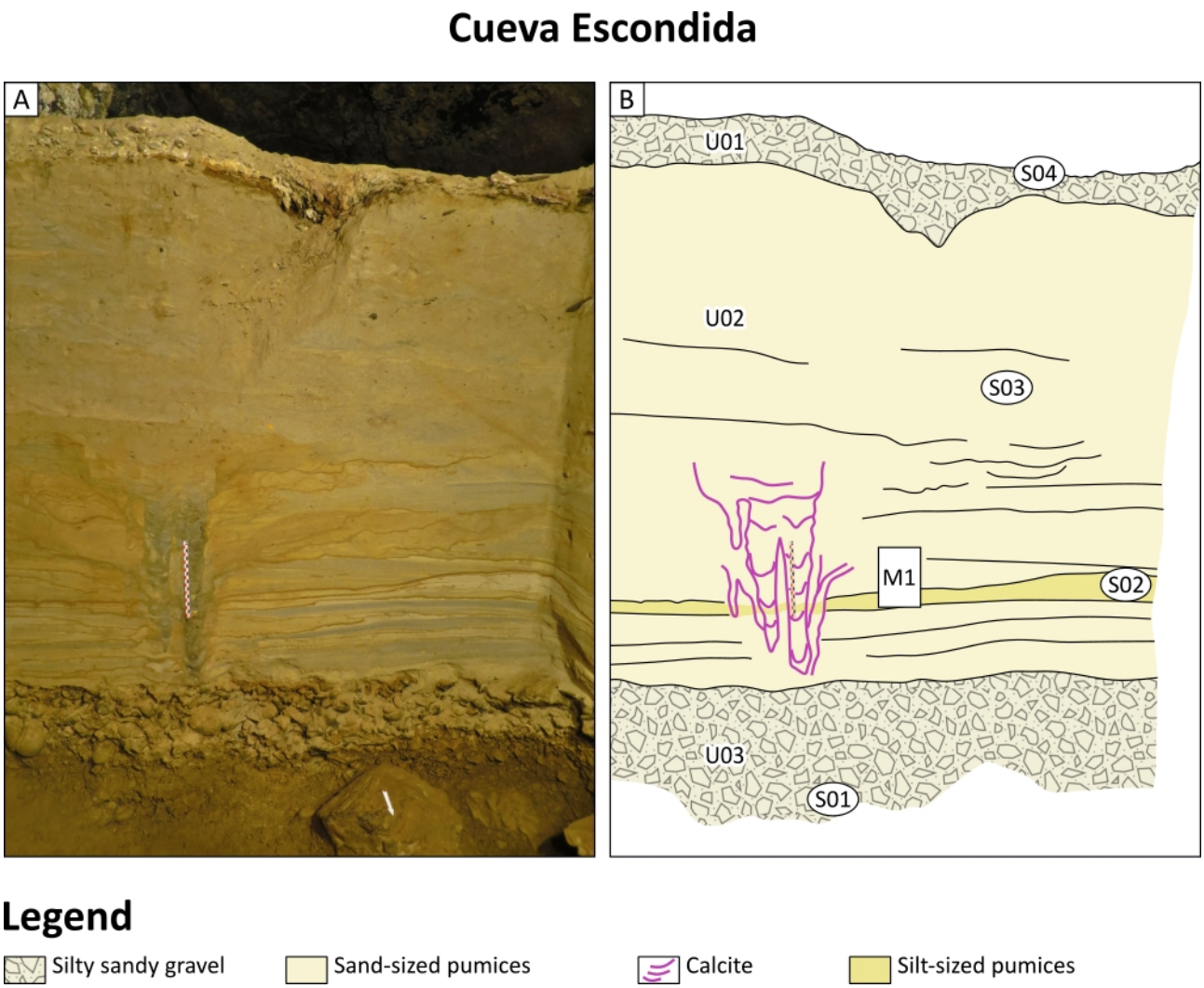


Figure 5.24. Unités stratigraphiques du profil sud de la Cueva Escondida mises au jour par la fouille de 2015. A : photographie (Dominique Todisco, université de Rouen). B : interprétation stratigraphique, indiquant l'emplacement des échantillons de sédiments. S : échantillon en vrac ; M : bloc micromorphologique. Barre d'échelle : 20 cm.

Tableau 5.11. Caractéristiques sédimentologiques des unités stratigraphiques de la Cueva Escondida.

Unit	Maximum thickness (cm)	Lithofacies	Gravel-sized particles	Depositional structures	Deformation structures	Micro-morphology samples
U01	20	Silty sandy gravel	Sharp-angled gravels			
U02	140	Sand-sized pumices (P1)		Plane-stratified, normal-graded laminae Channels		ESC16-S-M1
U03	> 60	Silty sandy gravel	Sharp-angled gravels			

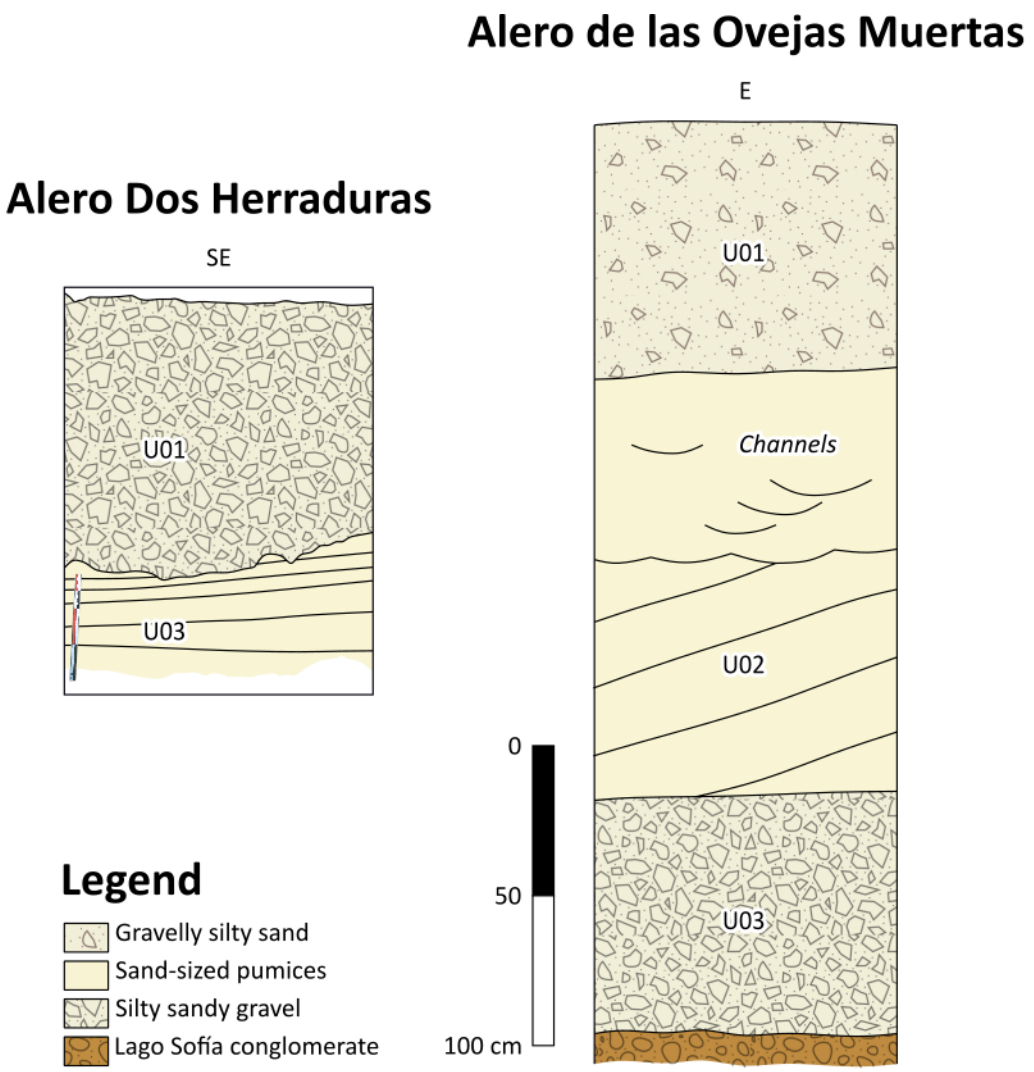


Figure 5.25. Unités stratigraphiques du profil sud-est de l'Alero Dos Herraduras et du profil est de de l'Alero de las Ovejas Muertas.

Tableau 5.12. Caractéristiques sédimentologiques des unités stratigraphiques de l'Alero Dos Herraduras.

Unit	Maximum thickness (cm)	Lithofacies	Gravel-sized particles	Depositional structures	Deformation structures	Micro-morphology samples
U01	95	Silty sandy gravel	Sharp-angled gravels			
U02	40	Sand-sized pumices (P1)		Cross-stratified laminae		

4.7 Alero de las Ovejas Muertas

L'unité superficielle (U01) est composée sables gravelo-limoneux d'une épaisseur maximale de 80 cm (Figure 5.25). Cette unité recouvre un banc de ponces de taille sableuse d'une épaisseur maximale de 150 cm (U02), à laminations obliques d'un pendage maximal de 18° et à chenaux (faciès P1). L'orientation des foresets vers l'ouest suggère que ces derniers représentent l'extrémité distale d'un cône de déjection déposé à l'entré de l'abri. L'unité sous-jacente (U03) est composée de graviers sablo-limoneux d'une épaisseur maximale de 80 cm recouvrant le substrat rocheux. La description des unités stratigraphiques est reportée dans le Tableau 5.13.

Tableau 5.13. Caractéristiques sédimentologiques des unités stratigraphiques de l'Alero de las Ovejas Muertas.

Unit	Maximum thickness (cm)	Lithofacies	Gravel-sized particles	Depositional structures	Deformation structures	Micro-morphology samples
U01	80	Gravelly silty sand	Sharp-angled gravels			
U02	150	Sand-sized pumices (P1)		Cross-stratified laminae Channels		
U03	80	Silty sandy gravel	Sharp-angled gravels			

4.8 Alero Pedro Cárdenas

L'unité superficielle (U01) est composée de limons graveleux d'une épaisseur de 80 cm. L'unité sous-jacente (U02) est composée de sables graveleux d'une épaisseur de 60 cm (Figure 5.26). Cette unité recouvre un banc de ponces de taille sableuse d'une épaisseur de 40 cm (U03), à laminations obliques d'un pendage maximal de 20° et à chenaux (faciès P1). L'orientation des foresets vers le nord suggère que ces derniers représentent l'extrémité distale d'un cône de déjection déposé à l'entrée de l'abri. Cette unité tronque un banc de ponces de taille sableuse et limoneuses interstratifiées d'une épaisseur totale de 30 cm (U04), d'un pendage de 18°, parallèle au toit du substrat rocheux, à laminations planes (faciès P3). La description des unités stratigraphiques est reportée dans le Tableau 5.14.

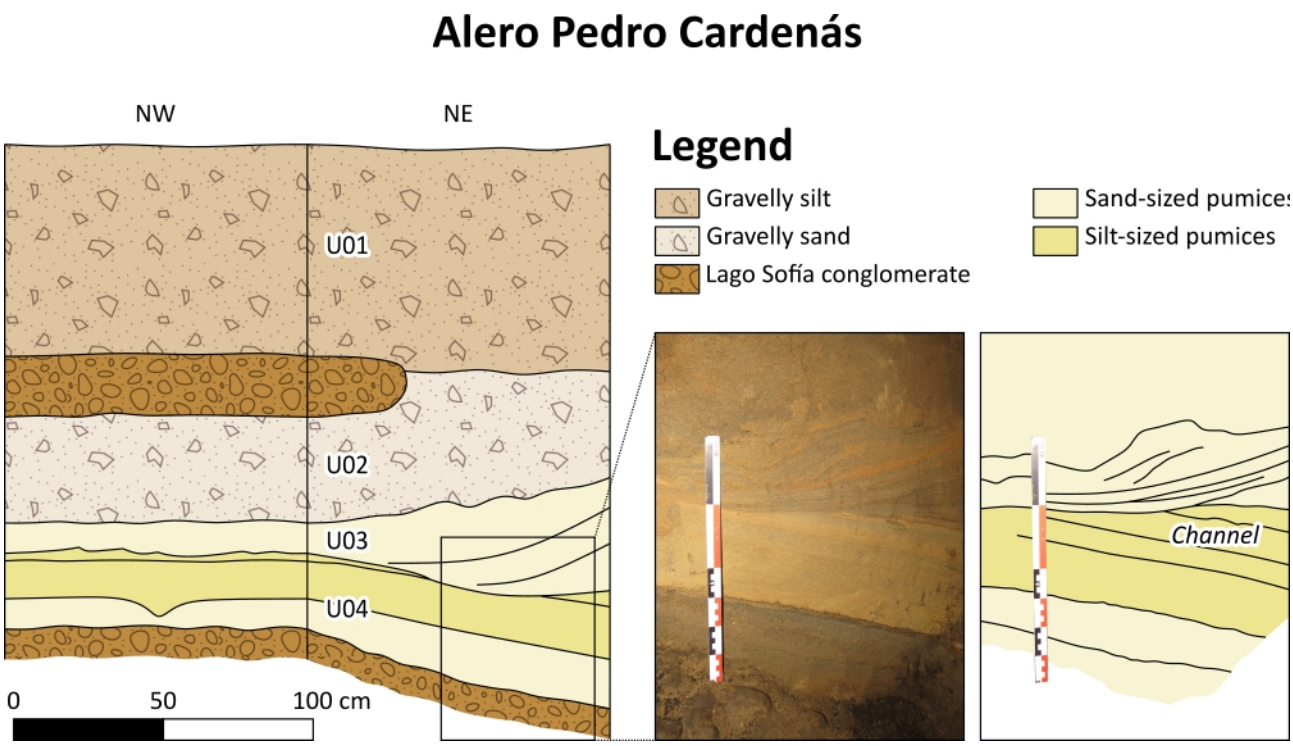


Figure 5.26. Unités stratigraphiques des profils nord-ouest et nord-est de l'Alero Pedro Cárdenas. Barre d'échelle : 50 cm.

Tableau 5.14. Caractéristiques sédimentologiques des unités stratigraphiques de l'Alero Pedro Cárdenas.

Unit	Maximum thickness (cm)	Lithofacies	Gravel-sized particles	Depositional structures	Deformation structures	Micro-morphology samples
U01	80	Gravelly silt	Sharp-angled gravels			
U02	60	Gravelly mixed sand-sized pumices	Sharp-angled gravels			
U03	40	Sand-sized pumices (P1)		Cross-stratified laminae Channels		
U04	30	Sand-sized and silt-sized pumices (P3)		Plane-stratified laminae		

4.9 Cueva Ciro

L'unité superficielle (U01) est composée de limons graveleux d'une épaisseur maximale de 30 cm (Figures 5.27 et 5.28). L'unité sous-jacente (U02) est composée de sables gravelo-limoneux d'une épaisseur maximale de 50 cm. Cette unité recouvre un banc de ponces de taille sableuse d'une épaisseur maximale de 120 cm (U03), à stratifications obliques d'un pendage de 18° et à chenaux

(faciès P1). L'orientation des foresets vers le nord suggère que ces derniers représentent l'extrémité distale d'un cône de déjection déposé à l'entrée de l'abri. L'interface entre les sables gravelo-limoneux et les ponces de taille sableuse sous-jacentes est caractérisé par des figures de charge (Figure 5.27). Cette unité recouvre un banc de ponces de taille limoneuse d'une épaisseur de 10 cm (U04), à laminations planes (faciès P3). L'unité sous-jacente est composée de sables gravelo-limoneux d'une épaisseur minimale de 110 cm. Un naviculaire de *Lama gracilis* mis au jour dans cette unité a livré un âge de 16,3-17,2 ka cal. BP (Todisco et al., 2018). La fouille s'est achevée dans cette unité sans atteindre le substrat rocheux. La description des unités stratigraphiques est reportée dans le Tableau 5.15.

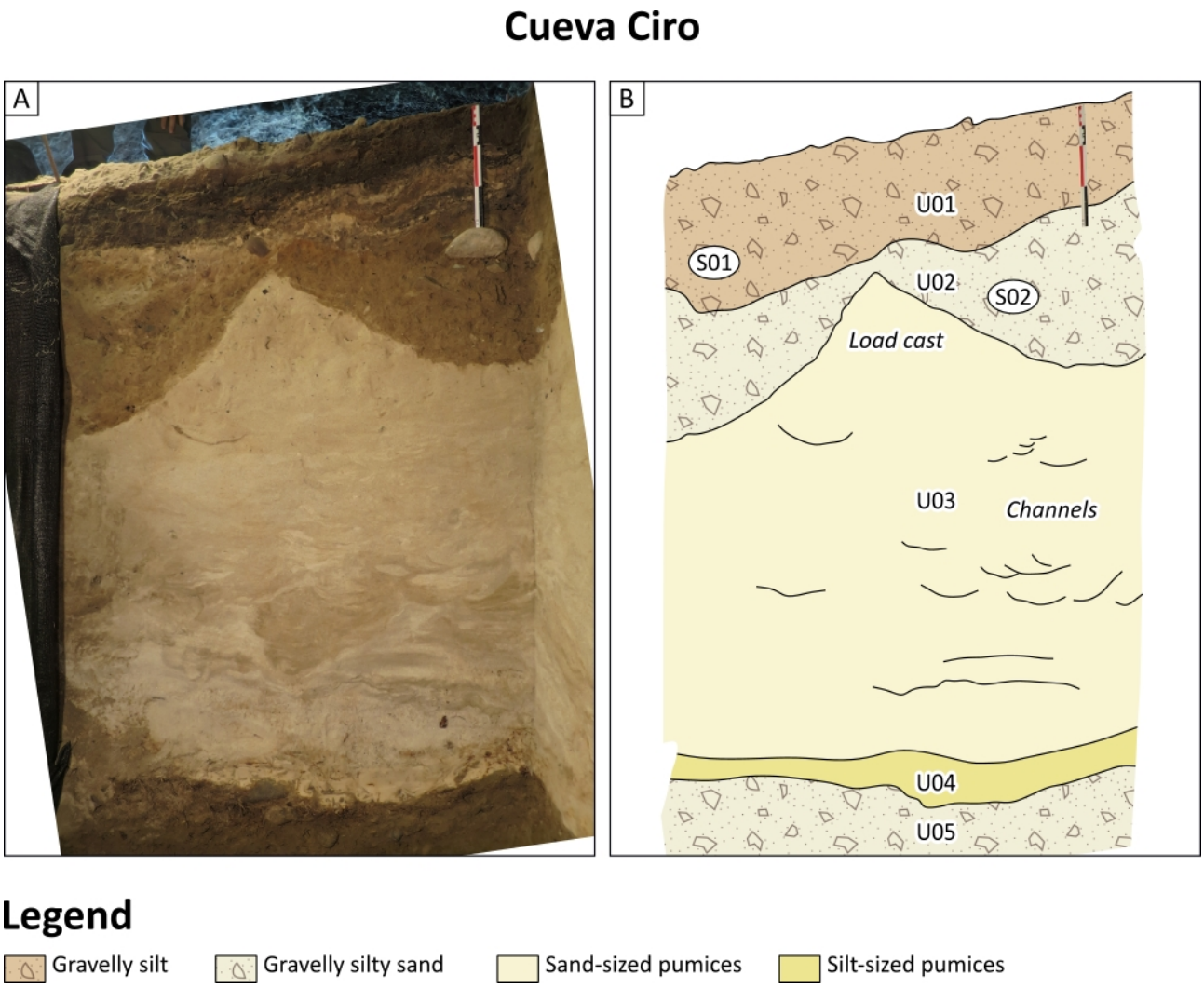


Figure 5.27. Unités stratigraphiques du profil sud de la Cueva Ciro mises au jour par la fouille de 2015. A : photographie (Dominique Todisco, université de Rouen). B : interprétation stratigraphique, indiquant l'emplacement des échantillons de sédiments. S : échantillon en vrac ; M : bloc micromorphologique. Barre d'échelle : 30 cm.

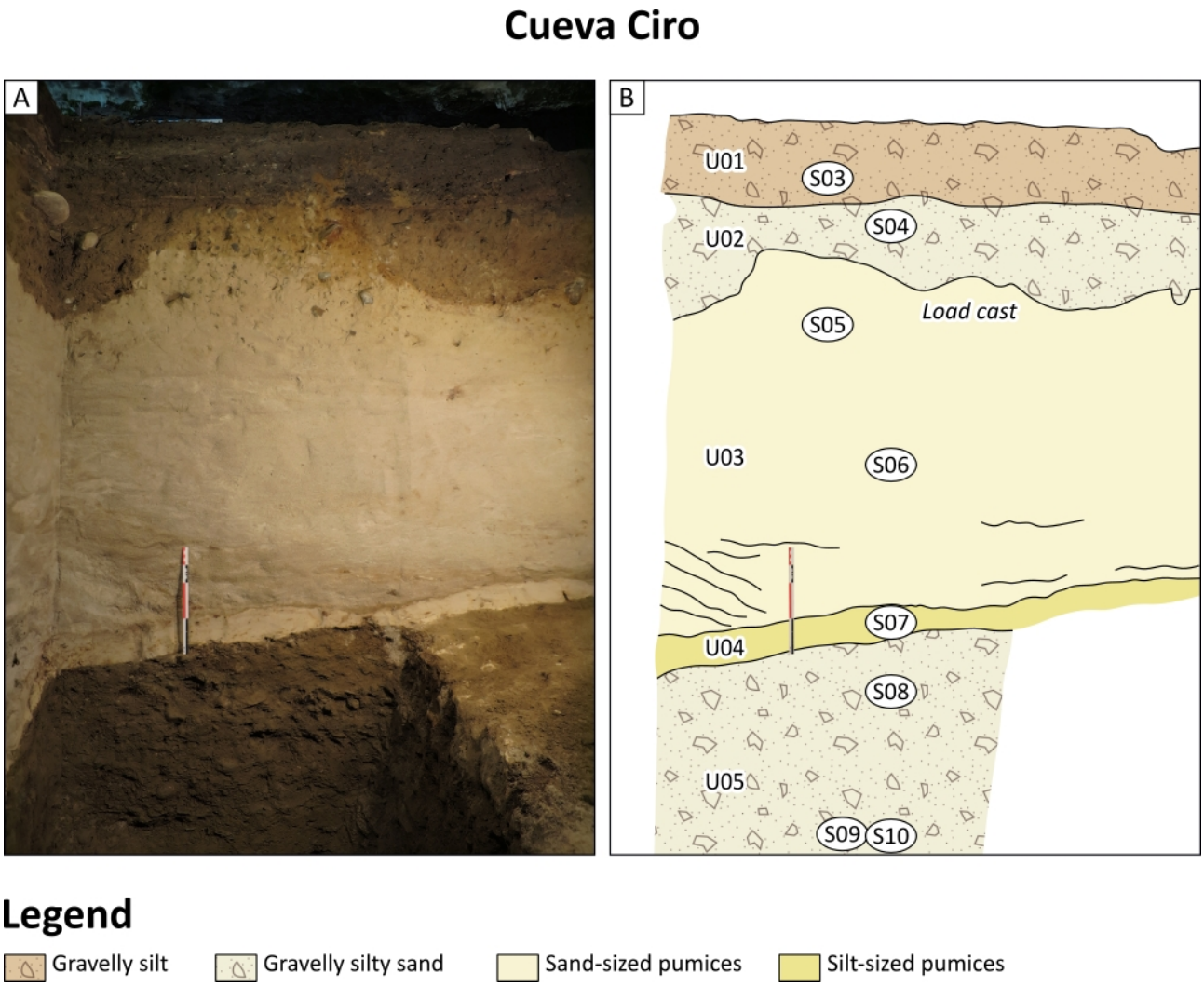


Figure 5.28. Unités stratigraphiques du profil ouest de la Cueva Ciro mises au jour par la fouille de 2015. A : photographie (Dominique Todisco, université de Rouen). B : interprétation stratigraphique, indiquant l'emplacement des échantillons de sédiments. S : échantillon en vrac ; M : bloc micromorphologique. Barre d'échelle : 30 cm.

Tableau 5.15. Caractéristiques sédimentologiques des unités stratigraphiques de la Cueva Ciro.

Unit	Maximum thickness (cm)	Lithofacies	Gravel-sized particles	Depositional structures	Deformation structures	Micro-morphology samples
U01	30	Gravelly silt	Sharp-angled gravels			
U02	50	Gravelly silty sand	Sharp-angled gravels			
U03	120	Sand-sized pumices (P1)	Sharp-angled gravels	Cross-stratified laminae Channels	Load casts	
U04	10	Silt-sized pumices (P3)		Plane-stratified laminae		
U05	> 110	Gravelly silty sand	Sharp-angled gravels			

5 Discussion

5.1 Provenance et processus de dépôt

5.1.1 Faciès à texture diamictique

Les remplissages des cavités sont dominés par des faciès à texture diamictique (Flint et al., 1960), tels que les graviers limoneux, sables gravelo-limoneux et limons graveleux. Dans ces faciès, quatre minéraux (quartz, plagioclases, feldspaths potassiques, muscovite) représentent à eux seuls 81 à 99 % de la phase cristalline, dans des proportions similaires à celles obtenues dans le substrat rocheux (Tableau 5.16). Les graviers sont exclusivement composés de fragments anguleux de conglomérat, de grès et de mudstone dérivés de la Formation Cerro Toro. Les faciès à texture diamictique sont donc interprétés comme un mélange hétérométrique de fragments rocheux dérivés de l'altération de voûte, conformément aux conclusions précédentes de Borrero et al. (1991) et Martin et al. (2013 ; 2015). Ces résultats n'excluent pas une contribution éolienne au sein de la fraction limoneuse.

Tableau 5.16. Teneur en quartz, plagioclases, feldspaths potassiques et muscovite au sein de la fraction cristalline des échantillons du substrat rocheux et de sédiments.

Mineral	In bedrock (%)	In sediments (%)
Quartz	36-54	34-71
Plagioclase	19-22	10-36
Potassium feldspar	1-5	2-6
Muscovite	1-18	3-20

La fouille effectuée dans la Cueva Chica au pied d'un talus d'éboulis d'une pente de 25° a mis au jour une lentille de limons graveleux (unité U07) contenant une dalle de conglomérat basculée, intercalée entre deux couches de graviers à matrice limoneuse (unités U06 et U08). Ces caractéristiques suggèrent que les sédiments ont été remaniés par des mouvements de masse gravitaires. Dans les environnements exposés au gel saisonnier, la formation de lentilles de glace dans le sol entraîne l'expulsion de la fraction grossière des sédiments en surface. Lors du dégel, des particules fines se déposent dans les espaces interstitiels. Ce processus, désigné sous le nom de cryoexpulsion, favorise l'accumulation de la fraction grossière des sédiments en surface. Les cycles annuels de gonflement et d'affaissement vertical du sol favorise l'écoulement de ce dernier vers le bas du versant. Ce processus est désigné sous le nom de cryoreptation. La combinaison de ces deux processus aboutit à la formation d'une coulée de solifluxion stratifiée progressant par enfouissement de la fraction grossière accumulée en surface (Francou, 1988 ; Bertran et al., 1992 ; 1993 ; Van Vliet-Lanoë, 1995). L'épaisseur de la coulée dépend de la profondeur de pénétration du gel dans les sédiments. Bertran et al. (1993) ont mis au jour des coulées d'âge holocène d'une épaisseur maximale de 150 cm sur des versants alpins, où le gel pénètre à une profondeur supérieure à 100 cm. Une telle épaisseur concorde avec celle de l'unité U07 mise jour dans la Cueva Chica.

Des travaux antérieurs (Van Vliet-Lanoë, 1987 ; Bertran et al., 1993) ont mis en évidence l'existence de témoins micromorphologiques de l'action de la glace dans les sédiments soliflués, tels que des fentes lenticulaires ouvertes par la glace de ségrégation ou des coiffes de matrice d'illuviation à la surface des fragments rocheux, dont l'analyse micromorphologique n'atteste pas la présence dans les cavités du Cerro Benítez. L'absence de structure de cryoturbation, telles que les fentes de glace de ségrégation, s'explique probablement par la compaction des sédiments (Figure 5.10).

L'absence de coiffe de matrice d'illuviation dans les lames minces peut être due à la forte proportion en matrice résiduelle dans le faciès de l'unité U07, où la fraction inférieure à 63 µm représente 52 à 65 % du volume total de sédiment.

5.1.2 Sables quartzeux et graviers

Les sables quartzeux présents dans la Cueva del Medio (unité U02) et dans la Cueva Chica (unité U02) sont interprétés comme des produits d'altération de la voûte, remaniés par le ruissellement. La fouille réalisée dans la Cueva Chica a mis au jour un faciès atypique, composé de graviers autochtones aux arrêtes émoussées et dénué de fraction inférieure à 2 mm (unité U11). Ces caractéristiques suggèrent un milieu de dépôt subaquatique de haute énergie. Il est envisageable que ces graviers aient été remaniés par l'action des vagues sur le rivage glaciolacustre, lors du stade d'ouverture initial de la grotte.

5.1.3 Tephras

Les fouilles effectuées entre 2011 et 2017 attestent la présence de tephras dans l'Alero Dos Herraduras, conformément aux résultats de fouilles antérieures (Massone, 1982 ; Borrero et al., 1991 ; Borrero et Massone, 1994), ainsi que dans six nouvelles cavités (Cueva de la Ventana, Cueva Escondida, Alero de las Ovejas Muertas, Cueva del Medio, Alero Pedro Cárdenas et Cueva Ciro). Des tephras ont également été mis au jour dans l'Alero Quemado, sur le versant nord du Cerro Benítez (Sierpe et al., 2009), ainsi que dans les tourbières de Vega Benítez, à 215 m d'altitude (Sagredo et al., 2011 ; McCulloch et al., 2021).

Nous avons identifié trois faciès de tephras dans les cavités du Cerro Benítez. Les faciès P1 et P2 sont interstratifiés. Le faciès P1 est composé de ponces de taille sableuse et présente généralement des figures de dépôt témoignant d'un transport par le ruissellement concentré, telles que des laminations obliques et des chenaux. Le faciès P2 est composé de cristaux volcaniques et de ponces de taille limoneuse. La morphologie anguleuse des ponces et des échardes de verre volcanique, l'abondance de cristaux volcaniques ainsi que l'absence relative de particules d'origine autochtones dans ces faciès suggèrent un transport sur une courte distance et dans un intervalle de temps limité suivant l'éruption, imputable au ruissellement concentré issu de la pluie ou de la fonte saisonnière du manteau neigeux (Koster et Dijkmans, 1988 ; Christiansen, 1998).

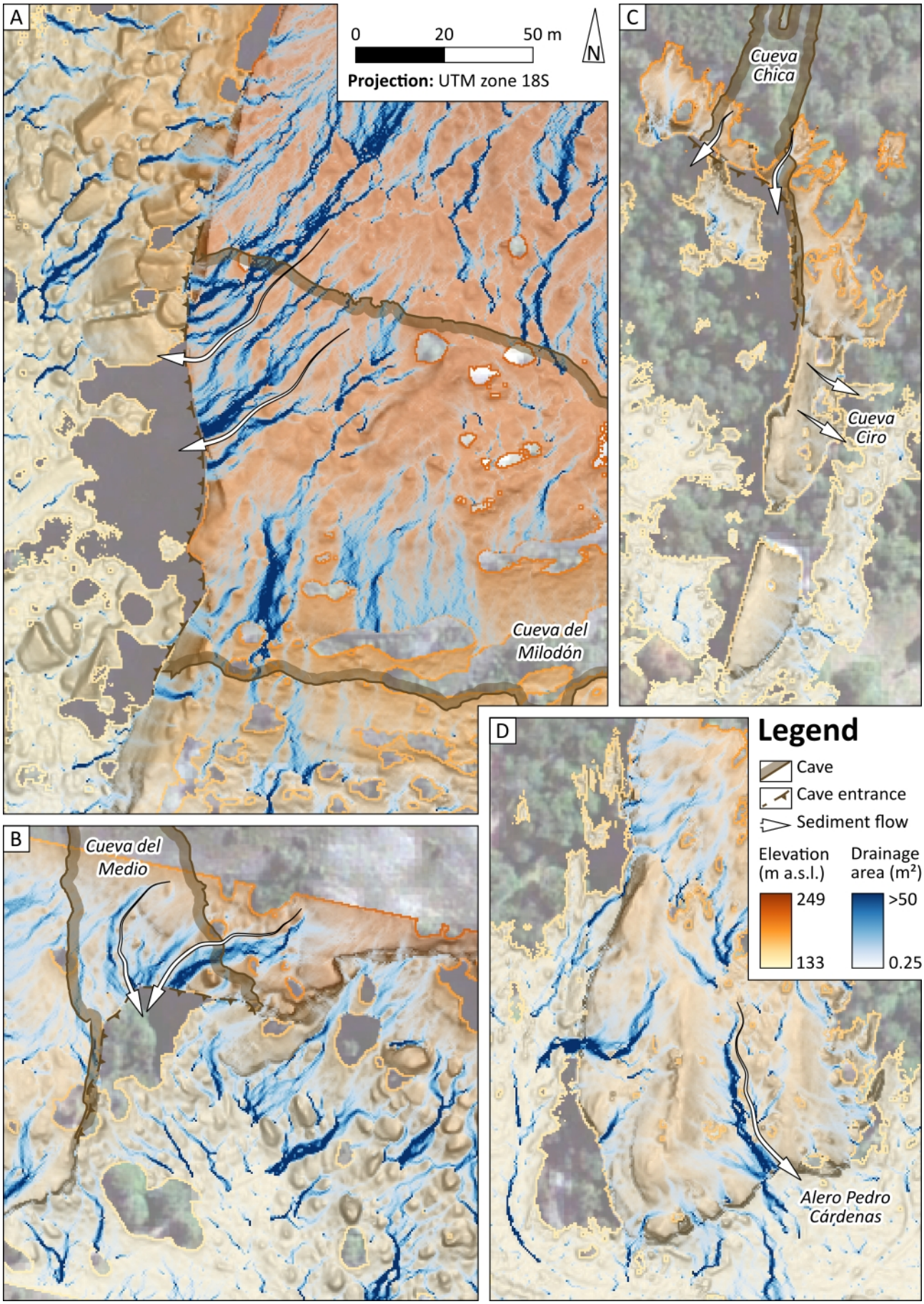
Les faciès P1 et P2 atteignent une épaisseur totale de 30 à 150 cm dans les cavités où ils sont présents, alors qu'ils sont absents des remplissages sédimentaires mis au jour dans la Cueva del Milodón et dans la Cueva Chica. Comment expliquer une telle disparité ? Afin de répondre à cette question, il est nécessaire d'identifier les voies de transfert sédimentaire suivant l'approche dite « source-to-sink » (Étienne et Larue, 2011 ; Girault et al., 2023).

Nous avons réalisé une carte théorique d'accumulation du flux de ruissellement au voisinage des trois grottes principales à l'aide des logiciels QGIS 3.28.5 et SAGA GIS 7.8.2, d'après un MNT d'une résolution de 50 cm tiré du nuage de points des versants du Cerro Benítez décrit dans le Chapitre 4. Ainsi que nous l'avons montré dans le Chapitre 4, les bancs de conglomérat présentent généralement un azimut oblique par rapport à l'escarpement, en raison de la troncature de la structure anticlinale du Cerro Benítez par l'érosion glaciaire, puis glaciolacustre. La carte théorique d'accumulation du flux de ruissellement (Figure 5.29) indique que la structure du substrat rocheux agit à la manière d'un entonnoir, en concentrant le ruissellement dans les talwegs situés à l'interface entre les bancs de conglomérat affleurants dans un rayon d'une centaine de mètres et débouchant à l'entrée des cavités. Le piégeage des tephras remaniés par le ruissellement dépend donc de leur capacité à franchir l'entrée des cavités (Figure 5.30).

En l'absence de cône d'éboulis barrant l'entrée de la cavité, l'accumulation de tephras remaniés favorise la mise en place d'un cône de déjection, dont le versant interne pénètre dans la cavité. C'est le cas des abris-sous-roches (Cueva de la Ventana, Alero Dos Herraduras, Alero de las Ovejas Muertas, Cueva Ciro), dont les tephras P1 présentent systématiquement des laminations obliques. Si la cavité est barrée par un cône d'éboulis dont la crête n'est pas abritée par la voûte, le ruissellement s'écoule sur le versant interne du cône, en emportant les tephras remaniés vers l'intérieur de la cavité. C'est le cas de la Cueva del Medio et de la Cueva Escondida, dont les tephras P1 présentent des laminations planes, parallèles à la surface inclinée sous-jacente. Enfin, si la cavité est barrée par un cône d'éboulis dont la crête est abritée par la voûte, le ruissellement s'écoule sur le versant externe du cône, interdisant la pénétration des tephras remaniés dans la cavité. C'est le cas de la Cueva Chica, qui n'a pas livré de tephras P1.

Le cas de la Cueva del Milodón est plus complexe. Bien que l'entrée de la grotte ne soit pas entièrement barrée par les cônes d'éboulis, le cône d'éboulis central (Figure 5.3) représente un seuil isolant l'aire fouillée en 2013 des apports sédimentaires directs en provenance du versant. Le relief à l'intérieur de la cavité explique donc l'absence de tephras P1 au sein du remplissage sédimentaire mis au jour par la fouille de 2013.

Figure 5.29 (page suivante). Carte théorique d'accumulation des flux de ruissellement des versants du Cerro Benítez. A : Cueva del Milodón. B : Cueva del Medio. C : Cueva Chica et Cueva Ciro. D : Alero Pedro Cárdenas.


A
0
20
50 m
N
Projection: UTM zone 18S
Cueva del Milodón
C
Cueva Chica
Cueva Ciro
B
Cueva del Medio
D
Alero Pedro Cárdenas
Legend
Cave
Cave entrance
Sediment flow
Elevation (m a.s.l.)
249
133
Drainage area (m²)
>50
0.25

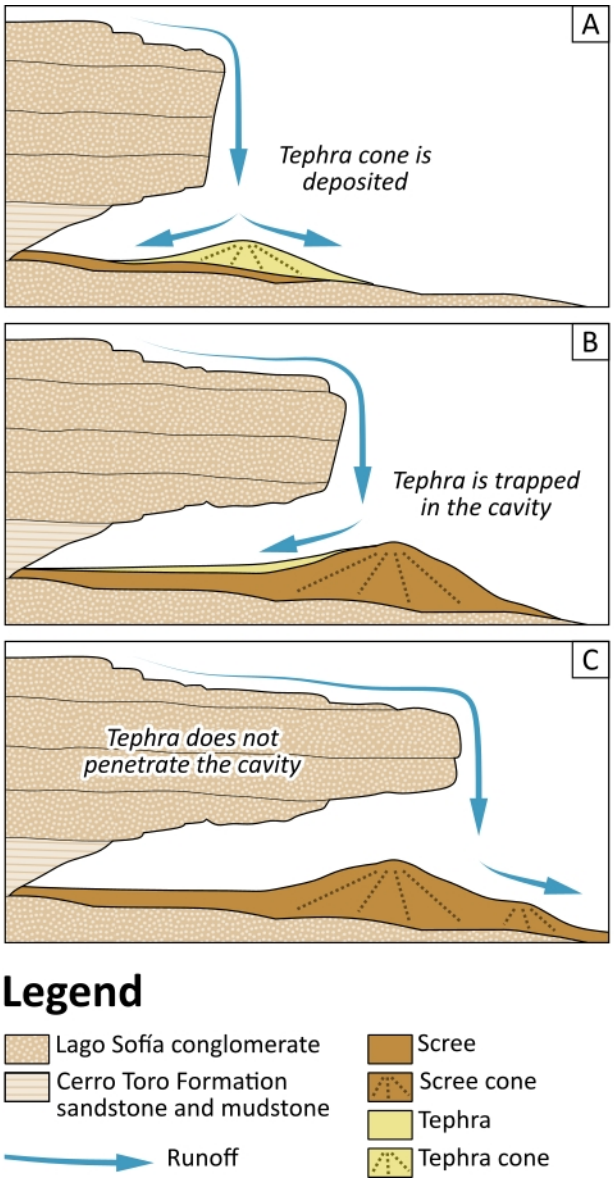


Figure 5.30. Modèle théorique de dépôt des tephras remaniés dans les cavités du Cerro Benítez. A : absence de cône d'éboulis barrant l'entrée de la cavité. Mise en place d'un cône de déjection dont le versant interne pénètre dans la cavité. Exemples : Cueva de la Ventana, Alero Dos Herraduras, Alero de las Ovejas Muertas, Cueva Ciro. B : la cavité est barrée par un cône d'éboulis, dont la crête n'est pas abritée par la voûte. Le ruissellement s'écoule sur le versant interne du cône d'éboulis et piège les tephras à l'intérieur de la cavité. Exemples : Cueva del Medio, Cueva Escondida. C : la cavité est barrée par un cône d'éboulis dont la crête est abritée par la voûte. Le ruissellement s'écoule sur le versant externe du cône, interdisant la pénétration des tephras dans la cavité. Exemple : Cueva Chica.

Le faciès P3 est composé de ponces de taille limoneuses. Nous n'y avons pas mis en évidence la présence de structure de dépôt attestant un remaniement. Ce faciès est présent à la base des faciès remaniés dans au moins quatre cavités (Cueva de la Ventana, Cueva del Medio, Alero Pedro

Cárdenas, Cueva Ciro). Les bancs de tephras P3 atteignent une épaisseur comprise entre 10 et 30 cm. À titre de comparaison, les bancs de tephras documentés par les carottes de sédiments lacustres à Vega Benítez atteignent une épaisseur généralement supérieure, de 23 à 40 cm (Sagredo et al., 2011 ; McCulloch et al., 2021).

Les tephras préservés dans les environnements lacustres proviennent à la fois des retombées de de cendres volcaniques, et d'apports de matériel remanié par le ruissellement (Fontjin et al., 2014 ; Major, 2023). L'épaisseur de la fraction non remaniée des tephras à Vega Benítez n'excède donc probablement pas 23 cm. Enfin, le banc de tephras P3 mis au jour dans l'Alero Pedro Cárdenas drape de manière isopaque le substrat rocheux, avec un pendage opposé à celui du cône de tephras P1 (Figure 5.26). Ce faisceau d'indices nous conduit à envisager le faciès P3 comme un dépôt primaire. Selon cette hypothèse, la pénétration des cavités ainsi que l'appauvrissement en ponces de taille sableuse résulterait du vannage éolien des cendres au cours de leur chute. Cette hypothèse demeure néanmoins à considérer avec prudence, en l'absence de preuve univoque.

5.2 Tephrochronologie

5.2.1 Objectif

Les tephras proviennent de retombées de cendres volcaniques éjectées dans l'atmosphère lors d'une éruption explosive. La durée d'une éruption explosive et le temps de résidence des cendres volcaniques dans l'atmosphère n'excèdent généralement pas un an. Les tephras primaires représentent donc des marqueurs isochrones, à l'échelle du Quaternaire. La tephrochronologie vise à dater des séquences sédimentaires d'après l'identification de bancs de tephras synchrones. L'identification de la source volcanique s'appuie sur les caractéristiques pétrologiques des tephras, telles que la composition minéralogique et la composition géochimique (Lowe, 2011).

5.2.2 Source volcanique

Plusieurs éruptions explosives d'âge pléistocène à holocène sont documentées en Patagonie (Stern, 2008 ; Fontjin et al., 2014). Les tephras provenant de la zone sud de l'arc volcanique andin, située entre 33 et 46°S de latitude, sont composés de ponces andésitiques et de cristaux de plagioclases et d'orthopyroxènes. Les tephras provenant de la zone australe de l'arc volcanique andin, située entre 49 et 55°S de latitude, sont composés de ponces rhyolitiques et de cristaux de plagioclases, orthopyroxènes, clinopyroxènes et amphiboles (Stern, 2008). L'analyse géochimique des laves de la

zone australe de l'arc andin montre que ces dernières s'enrichissent en K_2O vers le nord (Stern et Kilian, 1996 ; Naranjo et Stern, 1998).

L'analyse micromorphologique révèle que les tephras des cavités du Cerro Benítez présentent une composition minéralogique typique des volcans de la zone australe de l'arc andin (Figure 5.16). Les teneurs en K_2O et SiO_2 des tephras des cavités du Cerro Benítez ont été comparées à celles de cent cinquante échantillons de tephras d'âge pléistocène à holocène (Figure 5.31), issus d'un volcan de la zone nord de l'arc andin (Hudson) et de trois volcans de la zone sud de l'arc andin (Aguilera, Reclus, Burney), tirées de travaux antérieurs (Stern et Kilian, 1996 ; Naranjo et Stern, 1998 ; Kilian et al., 2003 ; Stern, 2008 ; Mansilla et al., 2018 ; McCulloch et al., 2021).

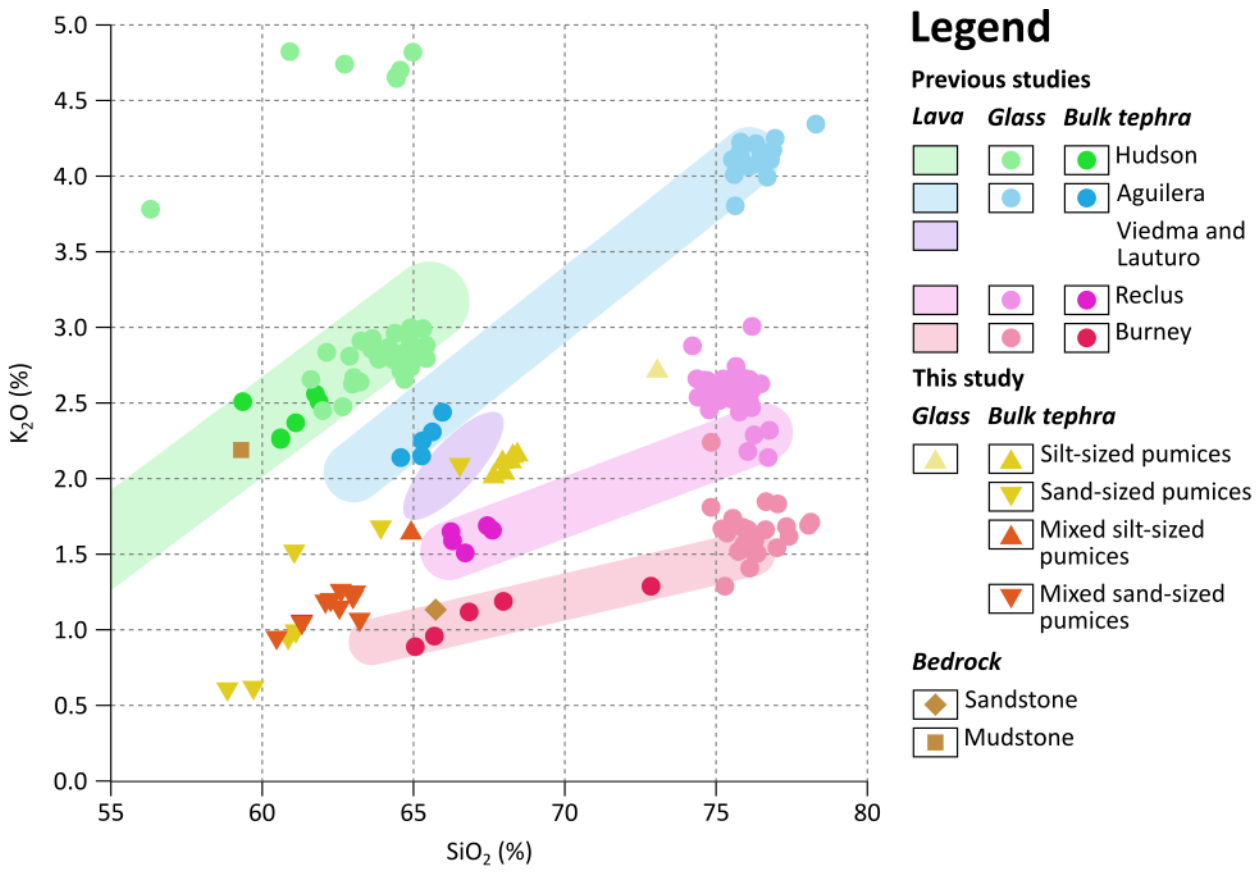


Figure 5.31. Comparaison des teneurs en K_2O et SiO_2 des tephras de quatre volcans patagons (Stern et Kilian, 1996 ; Naranjo et Stern, 1998 ; Kilian et al., 2003 ; Stern, 2008 ; Mansilla et al., 2018 ; McCulloch et al., 2021) et des cavités du Cerro Benítez.

Les tephras des cavités du Cerro Benítez présentent une composition en K_2O et SiO_2 similaire à celle des tephras du volcan Reclus (Tableau 5.17). Certains échantillons de ponces de taille sableuse présentent des teneurs en K_2O et SiO_2 inférieures à celles rapportées par les auteurs précédents (Figure 5.30), vraisemblablement imputables à la présence résiduelle de minéraux autochtones. Ces

résultats suggèrent que les tephras des cavités du Cerro Benítez sont issus du volcan Reclus, situé à 51°S de latitude, 95 km au nord-ouest du Cerro Benítez, conformément aux conclusions de plusieurs auteurs précédents (Borrero et al., 1991 ; Stern, 2008 ; Sierpe et al., 2009 ; Martin et al., 2015).

Tableau 5.17. Concentrations minimales et maximales (%) en SiO_2 et en K_2O des tephras issus de quatre volcans des zones sud et australe de l'arc andin, d'après les travaux de Stern et Kilian (1996), Naranjo et Stern (1998), Kilian et al. (2003), Stern et al. (2008), Mansilla et al. (2018) et McCulloch et al. (2021).

Source volcan	SiO_2 in bulk tephra	K_2O in bulk tephra	SiO_2 in glass	K_2O in glass
Hudson (Southern Andean zone)	59-62	2.3-2.6	59-68	2.5-6.7
Aguilera (Austral Andean zone)	64-66	2.1-2.4	76-77	3.8-4.3
Reclus (Austral Andean zone)	66-68	1.5-2.5	74-77	2.1-3.0
Burney (Austral Andean zone)	65-73	0.9-1.3	75-78	1.4-2.2
Cerro Benítez cavities	59-68	0.6-2.2	73	2.7

5.2.3 Modélisation chronologique

Des travaux antérieurs documentent la présence d'un banc de tephras d'âge pléistocène attribués au volcan Reclus, en Patagonie et en Terre de Feu, désigné sous le nom de tephras R1. Ces derniers témoignent de la plus grande éruption de la zone australe de l'arc volcanique andin depuis le Pléistocène. Stern (2008) a estimé le volume total d'ejecta à plus de 5 km³. Les auteurs précédents ont estimé l'âge des tephras R1 d'après la moyenne des âges ^{14}C issus des dépôts recouvrant les tephras et des dépôts sous-jacents. Plusieurs âges sont mentionnés dans la littérature académique, avec de légères variations dépendant des âges ^{14}C retenus pour le calcul : 12 685 ± 260 BP (Stern, 2008), 12 552 ± 33 BP (Sagredo et al., 2011) et 12 670 ± 240 BP (Stern et al., 2011).

Nous proposons de recalculer l'âge de l'éruption R1 à l'aide d'une méthode plus rigoureuse et plus précise. La modélisation chronologique par les statistiques bayésiennes consiste à modéliser l'âge d'évènements géologiques (âges a posteriori) d'après un jeu d'âges indépendants (âges a priori) contraint par un modèle de chronologie relative. Cette méthode rencontre un nombre croissant d'applications en géomorphologie et en sédimentologie (Chiverrell et al., 2009 ; Bendle et al., 2017 ; Thorndycraft et al., 2019 ; Genuite et al., 2021 ; 2022 ; Girault et al., 2022). Nous avons recensé quatorze âges ^{14}C issus de dépôts lacustres et de tourbe recouvrant les tephras R1, et dix-neuf âges ^{14}C issus de dépôts lacustres et de tourbe sous-jacents (Tableau 5.18 ; Figure 5.32), tirés de travaux antérieurs (Heusser et al., 1989 ; Stern, 1992 ; Clapperton et al., 1995 ; Heusser, 1995 ;

McCulloch and Bently, 1998 ; Heusser et al., 2000 ; McCulloch et al., 2005 ; Stern, 2008 ; Sagredo et al., 2011 ; Stern et al., 2011 ; Mansilla et al, 2016 ; Mansilla et al, 2018 ; McCulloch et al., 2021).

Tableau 5.18. Âges a priori et a poteriori (cal. BP) du modèle chronologique bayésien visant à contraindre l'âge de l'éruption R1. MAP : mode a posteriori ; HPI : intervalle de confiance à 95 %. Les âges ^{14}C ont été calibrés à l'aide du calculateur en ligne Oxcal v4.4, en utilisant la courbe de calibration SHCal20 (Hogg et al., 2020).

Site	^{14}C age ± 1σ	Reference	MAP	HPI	Stratigraphic position	Code
Pampa Alegre	13,580 ± 215	Stern, 1992	16,360	15,119-17,564	Under tephra	1
Pampa Alegre	13,255 ± 250	Stern, 1992	15,880	14,792-17,196	Under tephra	2
Lago Lynch	13,189 ± 55	Mansilla et al, 2018	15,775	15,363-16,202	Under tephra	3
Río Rubens	13,160 ± 270	Stern, 2008	15,737	14,700-17,239	Under tephra	4
Vega Benítez	13,050 ± 40	McCulloch et al., 2021	15,601	15,135-16,002	Under tephra	5
Río Rubens	13,029 ± 340	Stern, 2008	15,527	14,580-17,471	Under tephra	6
Lago Dorotea	13,000 ± 60	Sagredo et al., 2011	15,519	15,060-15,951	Under tephra	7
Puerto del Hambre	12,975 ± 83	Heusser et al., 2000	15,467	14,970-15,993	Under tephra	8
Río Tres Brazos	12,950 ± 100	Stern, 1992	15,447	14,909-16,037	Under tephra	9
Pantano Dumestre	12,875 ± 45	Stern et al., 2011	15,322	14,970-15,741	Under tephra	10
Puerto del Hambre	12,840 ± 100	McCulloch and Bently, 1998	15,259	14,789-15,891	Under tephra	11
Río Rubens	12,670 ± 575	Stern, 2008	15,197	14,446-18,181	Under tephra	12
Punta Arenas	12,740 ± 260	Heusser, 1995	15,184	14,505-16,864	Under tephra	13
Puente Charlie	12,740 ± 120	Clapperton et al., 1995	15,147	14,627-16,038	Under tephra	14
Lago Arauco	12,620 ± 50	Sagredo et al., 2011	15,014	14,608-15,576	Under tephra	15
Pampa Alegre	12,310 ± 240	Clapperton et al., 1995	14,979	14,408-16,775	Under tephra	16
Vega Benítez	12,580 ± 35	Sagredo et al., 2011	14,964	14,580-15,564	Under tephra	17
Represa Porvenir	12,240 ± 185	Stern, 2008	14,955	14,391-16,767	Under tephra	18
Chorillo Rosario	12,060 ± 80	Heusser et al., 1989	14,933	14,310-17,481	Under tephra	19
Puente Charlie	13,205 ± 55	McCulloch et al., 2005	14,650	12,153-15,193	Above tephra	20
Río Tres Brazos	12,900 ± 205	Stern, 1992	14,612	12,852-15,131	Above tephra	21
Pampa Alegre	12,870 ± 200	Stern, 1992	14,599	12,876-15,132	Above tephra	22
Vega Benítez	12,540 ± 40	McCulloch et al., 2021	14,599	13,921-15,004	Above tephra	23
Puerto del Hambre	12,532 ± 81	Heusser et al., 2000	14,550	13,734-15,016	Above tephra	24
Lago Dorotea	12,460 ± 90	Sagredo et al., 2011	14,482	13,653-14,985	Above tephra	25
Río Rubens	12,415 ± 250	Stern, 2008	14,466	12,990-15,015	Above tephra	26
Pantano Dumestre	12,400 ± 60	Stern et al., 2011	14,388	13,683-14,942	Above tephra	27
Vega Benítez	12,325 ± 40	Sagredo et al., 2011	14,210	13,616-14,866	Above tephra	28
Pampa Alegre	12,070 ± 45	Clapperton et al., 1995	13,899	13,596-14,236	Above tephra	29
Chorillo Rosario	12,010 ± 80	Heusser et al., 1989	13,880	13,372-14,329	Above tephra	30
Punta Arenas	11,960 ± 170	Heusser, 1995	13,775	13,018-14,634	Above tephra	31
Pampa Alegre	11,795 ± 365	Stern, 1992	13,678	12,219-14,891	Above tephra	32
Punta Yartou	11,800 ± 45	Mansilla et al, 2016	13,610	13,282-13,956	Above tephra	33

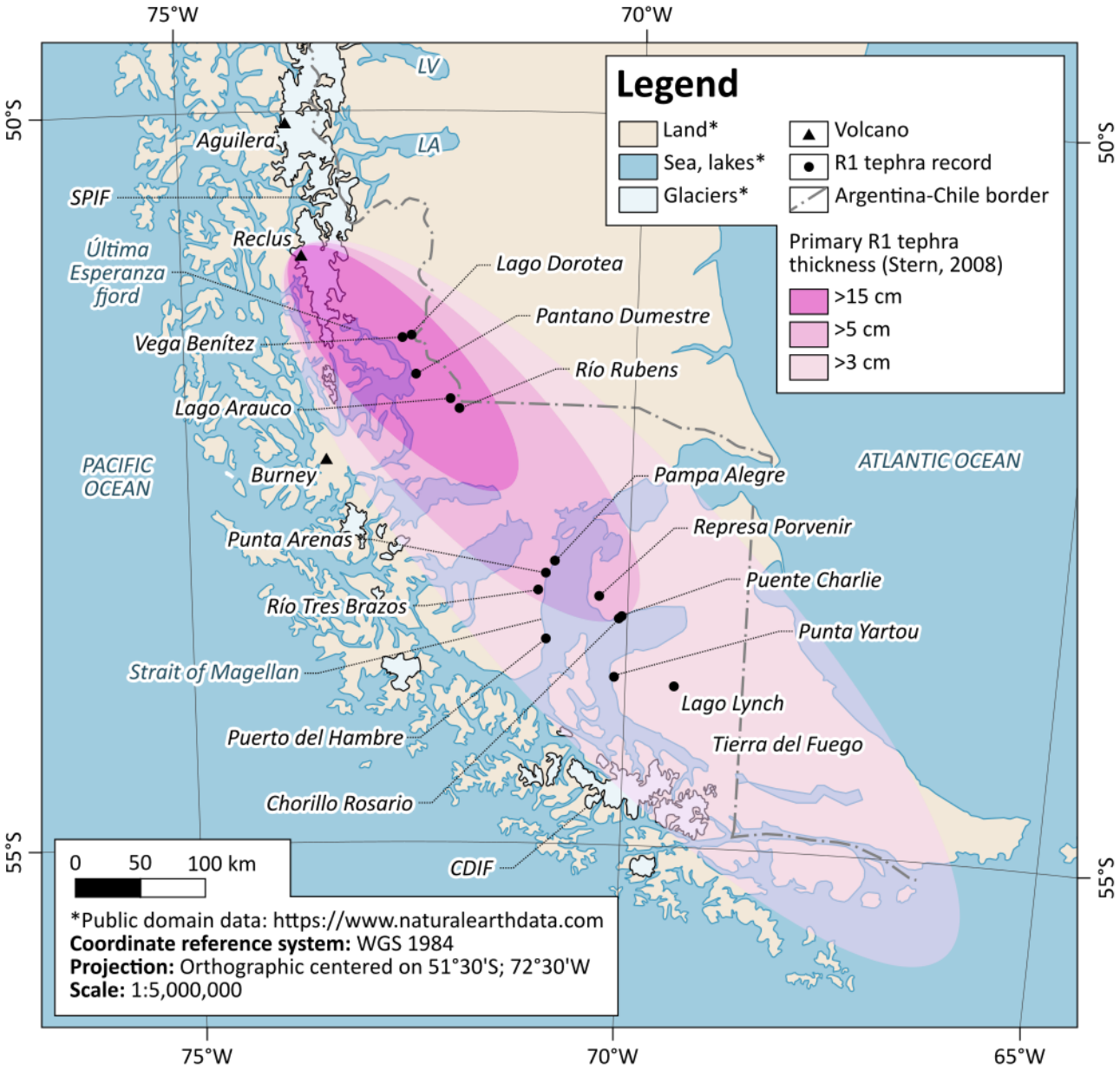


Figure 5.32. Carte indiquant l'emplacement des sites documentant les tephras R1 mentionnés dans la littérature académique, ainsi que l'épaisseur du dépôt primaire d'après Stern (2008). LV : Lago Viedma ; LA : Lago Argentino ; SPIF : champ de glace sud de Patagonie ; CDIF : champ de glace de la cordillère Darwin.

Nous avons considéré les tephras R1 comme un marqueur isochrone, d'un âge antérieur aux dépôts recouvrant les tephras, et postérieur aux dépôts sous-jacents. Selon ce postulat, chacun des âges issus de dépôts recouvrant les tephras est théoriquement postérieur à la totalité des âges issus de dépôts sous-jacents. Réciproquement, chacun des âge issus des dépôts sous-jacents est théoriquement antérieur à la totalité des âges issus des dépôts recouvrant les tephras. Les âges a posteriori ont été calculés d'aparès le théorème de Bayes à l'aide du logiciel Chronomodel v2.0.18 (Lanos et Philippe, 2015 ; Lanos et Dufresne, 2019). Nous avons utilisé trois chaînes de Markov

avec une phase d'échauffement de mille itérations, une phase d'adaptation de cinq cents itérations par lot avec un maximum de vingt lots, et une phase d'acquisition de cent mille itérations.

Les âges a posteriori sont reportés dans le Tableau 5.18. La majorité des âges a priori sont inclus dans l'intervalle de probabilité à 95 % de confiance des âges a posteriori. Ces âges sont donc statistiquement cohérents avec le modèle de chronologie relative. L'intervalle de temps le plus restrictif entre les modes a posteriori des âges concordant avec le modèle de chronologie relative est compris entre 14,6 et 15,0 ka cal. BP (Figure 5.33). Cet intervalle de temps est inclus dans l'intervalle de temps à 2σ des âges calibrés proposés par Stern (2008), Sagredo et al. (2011) et Stern et al. (2011). Les âges a priori exclus de l'intervalle de probabilité à 95 % de confiance des âges a posteriori sont statistiquement incohérents avec le modèle de chronologie relative. Une interprétation stricte du modèle suggère que les âges a priori trop récents par rapport au modèle sont issus de dépôts recouverts par des tephras remaniés, tandis que les âges trop anciens sont eux-mêmes issus de dépôts organiques remaniés.

5.2.4 Corrélations coprotephrostratigraphiques

Les ponces contenues dans les coprolithes de *Mylodon*, que nous désignons sous le nom de coprotephras, représentent un cas particulier de tephras invisibles à l'œil nu, ou cryptotephras (Fontjin et al., 2014 ; Lane et al., 2014 ; Mansilla et al., 2016 ; 2018). La surface émoussée des ponces, ainsi que la présence de matrice organique dans les vésicules externes, suggèrent que ces particules ne proviennent pas des dépôts recouvrant les coprolithes, mais ont été ingérées par les paresseux. L'ingestion accidentelle de ponces, documentée chez les ruminants actuels (Flueck, 2016) s'explique par la consommation de végétaux couverts de cendres volcaniques.

À la différence des bancs de tephras non remaniés, les coprotephras ne représentent pas un marqueur isochrone, mais un terminus post quem. L'âge de l'éruption R1 ne représente donc que l'âge maximum des coprotephras. Cette interprétation chronostratigraphique concorde avec la chronologie existante du remplissage sédimentaire. En effet, la couche de coprolithes de la Cueva del Milodón (unité U02) a livré un âge minimum de 10,7-12,9 ka cal. BP (Delibrias et al., 1964) et un âge maximum de 16,7-17,1 ka cal. BP (Todisco et al., 2018). Le modèle chronologique bayésien indique que l'âge de l'éruption R1, entre 14,6 et 15,0 ka cal. BP, est inclus dans cet intervalle.

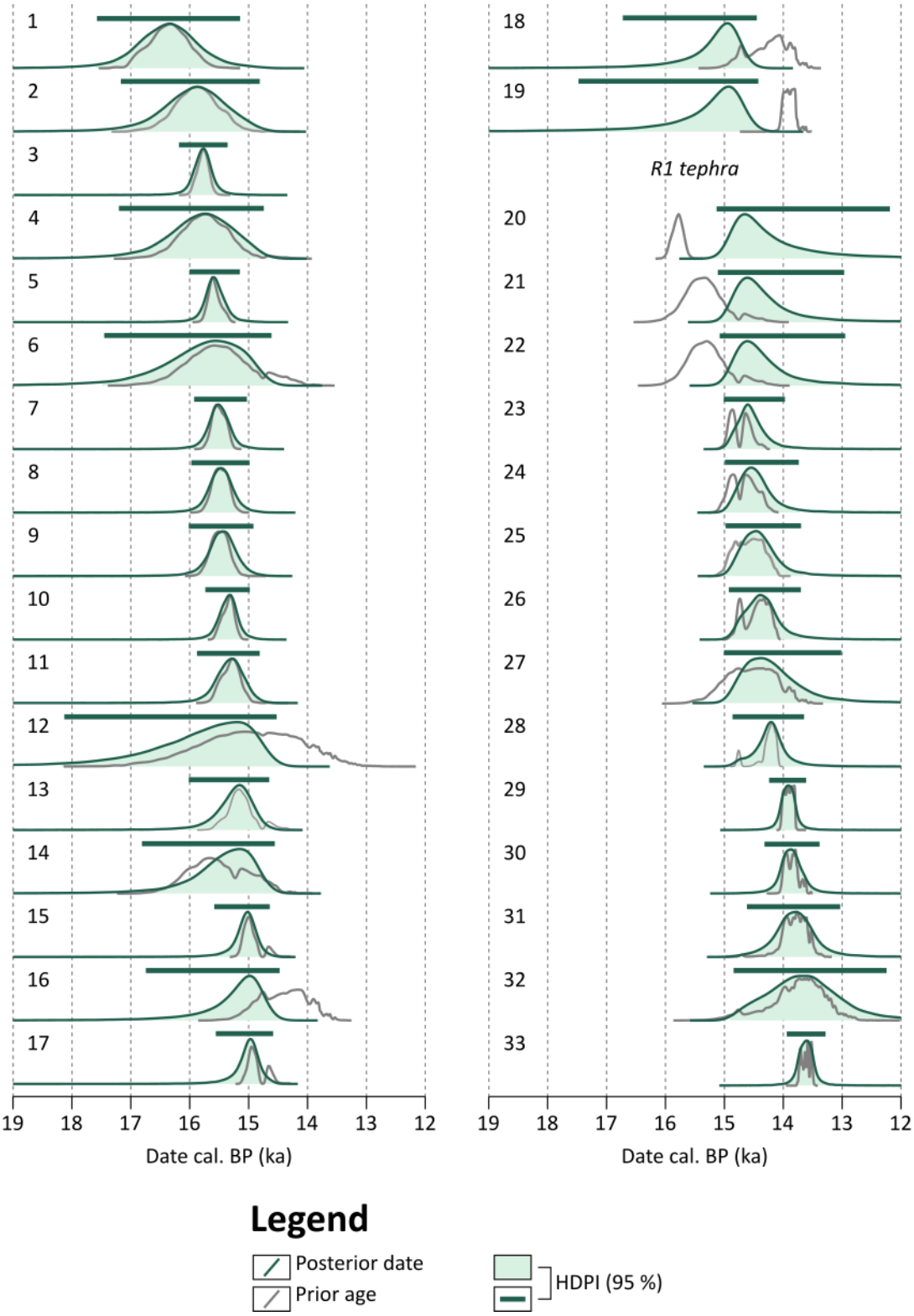


Figure 5.33. Âges a priori et a poteriori du modèle chronologique bayésien visant à contraindre l'âge de l'éruption R1. MAP : mode a posteriori ; HPI : intervalle de confiance à 95 %. Les âges ^{14}C ont été calibrés à l'aide du calculateur en ligne Oxcal v4.4, en utilisant la courbe de calibration SHCal20 (Hogg et al., 2020).

Contrairement à une hypothèse formulée par Emperaire et Laming (1954), la présence de coprotephras indique que l'occupation de la Cueva del Milodón par les paresseux géants s'est poursuivie après l'éruption R1. Cette conclusion questionne en retour la stratigraphie décrite par ces auteurs. En effet, selon ces derniers, les tephras mis au jour par les fouilles de 1953 dans la Cueva del Milodón n'étaient pas recouverts de coprolithes. Au moins deux hypothèses sont envisageables pour résoudre ce paradoxe. Le dépôt mis au jour par Emperaire et Laming (1954) pourrait résulter d'un remaniement particulièrement tardif, plusieurs millénaires après l'éruption R1. Une hypothèse alternative interprète la couche de coprolithes comme un dépôt diachrone, dont l'âge varie latéralement au gré du déplacement des aires d'occupation privilégiées des paresseux géants.

5.3 Nature et origine des sulfates

La présence de sulfates dans la Cueva del Milodón (Nordenskjöld, 1898 ; Nordenskjöld, 1996 ; Saxon, 1976 ; Borrero et al., 1991) ainsi que dans la Cueva del Medio (Nami, 1987) a longtemps alimenté les spéculations concernant l'origine des cavités (Wellman, 1972 ; Lundquist et Varnedoe, 2006). Notre étude confirme la présence de gypse (Figures 5.11 et 5.12), précédemment mentionnée par Nordenskjöld (1898) et Nami (1987), tandis que Nordenskjöld (1996), Saxon (1976) et Borrero et al. (1991) évoquent des sulfates de magnésium (epsomite).

La Formation Cerro Toro ne contient pas de gypse d'âge crétacé. Ce minéral est donc un produit d'altération. L'observation des lames minces de mudstone au microscope électronique à balayage a mis en évidence la présence de framboïdes d'hydroxyde de fer d'un diamètre de 100 µm (Figure 5.34). De multiples travaux documentent la présence de framboïdes authigènes ou remaniés dans les mudstones marins, interprétés comme des pseudomorphes de pyrite (Love et Vanguestaine, 1973 ; Sweeney et Kaplan, 1973 ; Sawlowicz, 2000 ; Girault et al., 2023).

Les framboïdes de pyrite précipitent en milieu anoxique. Au contact de l'air, l'oxydation de la pyrite produit de l'hydroxyde de fer et de l'acide sulfurique selon l'équation (Ritsema et Groenenberg, 1993 ; White, 2019) :

$$4\ FeS_{2(s)} + 15\ O_{2(g)} + 14\ H_2O \rightarrow 4\ Fe(OH)_{3(s)} + 16\ H^+_{(aq)} + 8\ SO^{2-}_{(aq)}$$

L'abaissement subséquent du pH favorise la dissolution des carbonates présents dans les grès et la précipitation de gypse selon l'équation (Ritsema et Groenenberg, 1993 ; White, 2019) :

$$CaCO_{3(s)} + 2\ H^+_{(aq)} + SO4^{2-}_{(aq)} + H_2O \rightarrow CaSO_4 \cdot 2\ H_2O_{(s)} + CO_{2(g)}$$

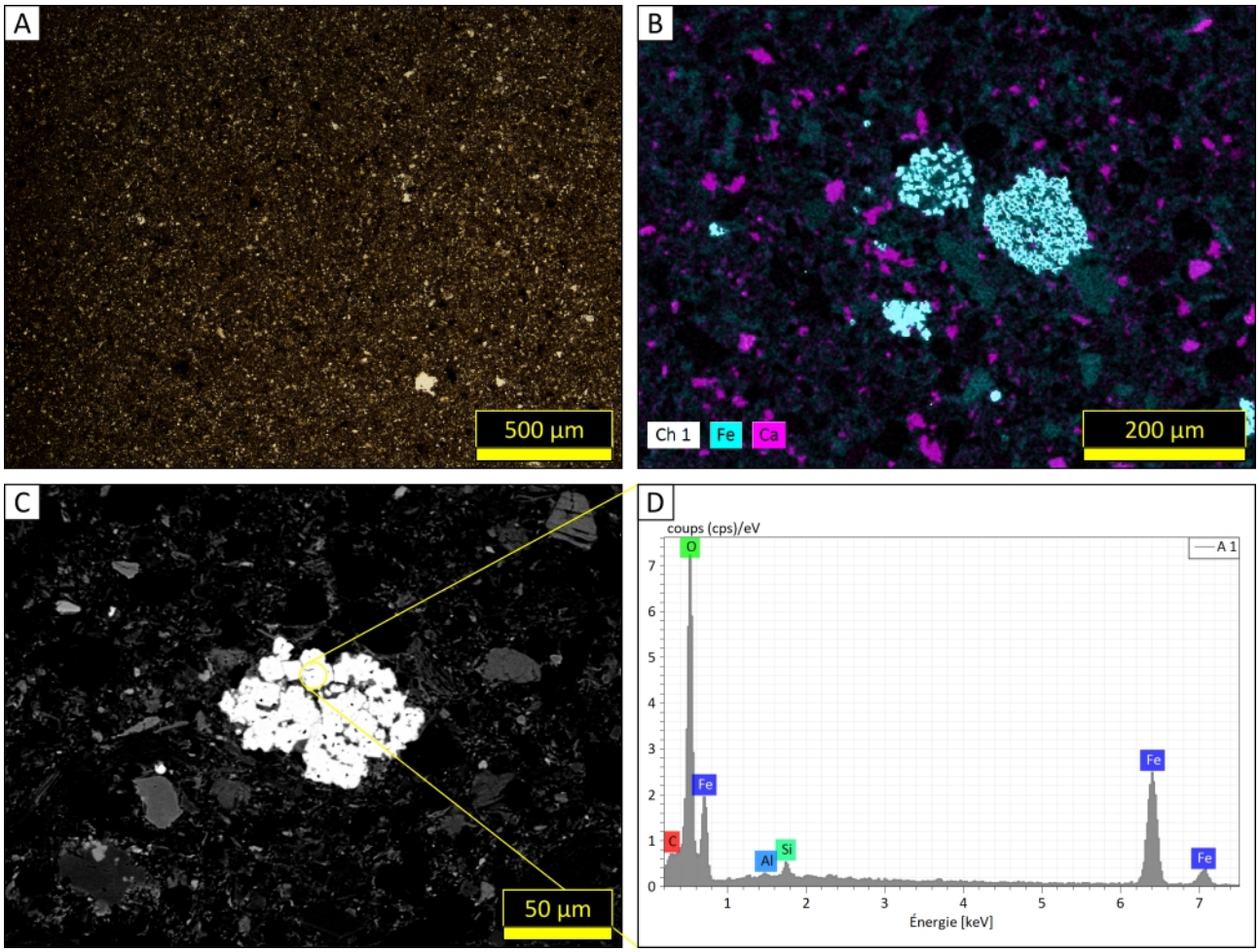


Figure 5.34. Analyse d'une lame mince de mudstone provenant de la Cueva del Milodón au microscope optique (A) et au électronique à balayage (B, C, D). A : mudstone, LPNA. B : cartographie EDX. C : image d'un framboïde d'hydroxyde de fer produite par les électrons rétrodiffusés. C : spectre EDX du framboïde.

Deux processus de précipitation peuvent être envisagés à la lumière des connaissances actuelles. L'évaporation des solutions d'infiltration favorise la précipitation de microcristaux de gypse dans la porosité du substrat rocheux (McGreevy, 1985 ; Bruthans et al., 2018 ; White, 2019). De récents travaux conduits dans les grottes de l'Oural (Zak et al., 2018) suggèrent également que dans les environnements froids, la progression du front de gel entraîne la concentration des ions solutés dans l'eau résiduelle et favorise ainsi la précipitation de microcristaux de gypse à la surface de la glace. La présence de microcristaux de gypse dans les fentes des fragments de voûte suggère que l'haloclastie contribue activement à l'altération mécanique de la voûte, conformément à l'hypothèse de Wellman (1972), bien que le rôle de ce processus soit tenu pour secondaire dans l'ouverture des cavités, ainsi que nos travaux l'ont montré dans le Chapitre 4.

5.4 Implications paléoenvironnementales

La présence d'un ancien coin de glace dans la Cueva del Milodón, à l'interface entre les unités U01 et U02, atteste le retour, sinon la persistance du pergélisol dans la grotte après 10,7-12,9 ka cal. BP, soit l'âge le plus récent issu la couche de coprolithes (Delibrias et al., 1964). De manière concordante, la base de la coulée stalagmitique de la Cueva Chica, récemment datée par la méthode de l'U-Th par Nehme et al. (2023), a livré un âge similaire de 11,1 ± 1,0 ka, indiquant l'âge minimal de la fonte du pergélisol dans cette grotte.

La présence de dépôts soliflués dans la Cueva Chica, d'un âge compris entre 13,2-13,5 et 17,1-17,4 ka cal. BP (Martin et al., 2013), témoigne également d'un climat froid, avec un gel saisonnier atteignant une profondeur supérieure à 100 cm. Ces résultats concordent avec l'analyse des pollens et restes macroscopiques de végétaux contenus dans les coprolithes de *Mylodon* (Salmi, 1955 ; Moore, 1978 ; Markgraf, 1985 ; Heusser et al., 1992 ; van Geel et al., 2022) ainsi que dans les sédiments lacustres de Vega Benítez (McCulloch et al., 2021), qui décrit une végétation de steppe froide herbacée, composée d'Asteraceae, Cyperaceae, Poaceae et *Empetrum*. Les assemblages de rongeurs d'âge pléistocène de la Cueva del Milodón, dominés par le rat-chinchilla *Euneomys*, témoignent également d'un milieu ouvert, froid et humide (Pardiñas et al., 2021).

Les marqueurs sédimentaires d'un climat froid mis en évidence par notre étude coïncident avec l'épisode de refroidissement climatique désigné sous le nom d'Antarctic Cold Reversal, qui affecte l'hémisphère sud entre 14,8 et 12,7 ka (Blunier et al., 1997 ; Raynaud et al., 2000 ; Pedro et al., 2016). Ce dernier se manifeste par des avancées glaciaires en Patagonie (Sugden et al., 2005 ; Kaplan et al., 2011 ; Davies et al., 2018), et notamment en Última Esperanza (Fogwill et Kubik, 2005 ; Moreno et al., 2009b ; García et al., 2012). En revanche, l'analyse des assemblages polliniques des tourbières situées au sud de 51°S de latitude (McCulloch et al., 2000 ; Markgraf et Huber, 2010 ; Mansilla et al., 2016 ; 2018 ; McCulloch et al., 2019 ; 2020), et notamment en Última Esperanza (Moreno et al., 2009a ; 2009b ; 2012 ; Markgraf et Huber, 2010 ; McCulloch et al., 2021), ne met pas en évidence un changement significatif de la végétation au cours de cet épisode.

La transition Pléistocène-Holocène s'accompagne dans les cavités d'une diminution drastique du taux de sédimentation autochtone. Dans la Cueva del Medio, les unités stratigraphiques composées de sédiments autochtones, à l'exclusion des sables remaniés par le ruissellement, atteignent une épaisseur cumulée de 250 cm entre 12,0-12,5 et 16,4-16,9 ka cal. BP, équivalent à un taux de sédimentation moyen de 0,57 $mm.a^{-1}$, contre moins de 50 cm à partir de 12,0-12,5 cal. BP.,

équivalent à un taux de sédimentation moyen, plus de dix fois moindre, de 0,04 mm.a^{-1} (Figure 5.35). Cette évolution est imputable à l'affaiblissement de la cryoclastie. Les assemblages polliniques des tourbières d'Última Esperanza décrivent en effet un réchauffement climatique rapide entre 11 et 12 ka cal. BP, marqué par la disparition de la steppe froide herbacée, au profit de la forêt de *Nothofagus* (Moreno et al., 2009b ; 2012 ; McCulloch et al., 2021).

6 Conclusion

L'étude comparée des remplissages sédimentaires mis au jour par les fouilles conduites au Cerro Benítez de 2011 à 2017 dans neuf cavités (Figure 5.35) livre des données d'une richesse inédite concernant la provenance et les processus de dépôt des sédiments à mégafaune (Figure 5.36). L'analyse de provenance des tephras met en évidence le rôle primordial de la structure des versants et du relief interne des cavités dans le contrôle des modalités de pénétration des sédiments remaniés par le ruissellement. La modélisation chronologique par les statistiques bayésiennes nous permet d'affiner l'âge de la plus grande éruption de la zone sud de l'arc volcanique andin depuis le Pléistocène avec une précision inédite, entre 14,6 et 15,0 ka cal. BP. En dépit de l'insuffisance des informations stratigraphiques associées au matériel daté par ^{14}C issu des collections anciennes, la découverte de ponces ingérées dans les coprolithes de *Mylodon* nous permet de formuler de nouvelles hypothèses de corrélations chronostratigraphiques dans la Cueva del Milodón. Enfin, l'analyse des lithofaciès documente le retour, sinon la persistance de conditions périglaciaires au cours de l'Antarctic Cold Reversal. Ces résultats pavent le chemin d'une meilleure interprétation taphonomique des restes de mégafaune d'âge pléistocène mis au jour par ces fouilles, dont la majeure partie reste à ce jour à décrire.

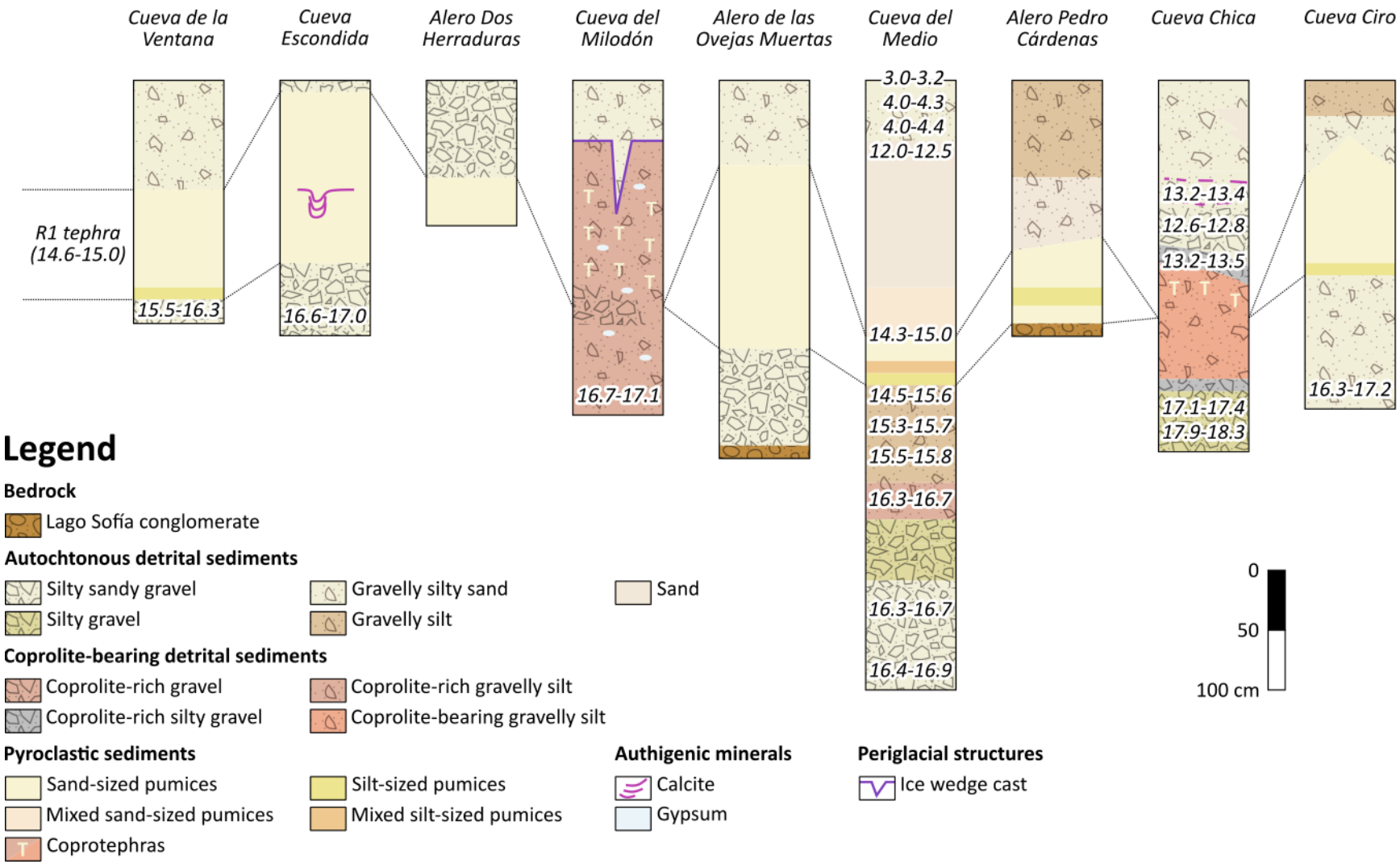


Figure 5.35. Coupes schématiques des remplissages sédimentaires des cavités du Cerro Benítez décrits par notre étude, indiquant les âges ^{14}C cal. BP publiés dans la littérature académique et les hypothèses chronostratigraphiques corrélatives.

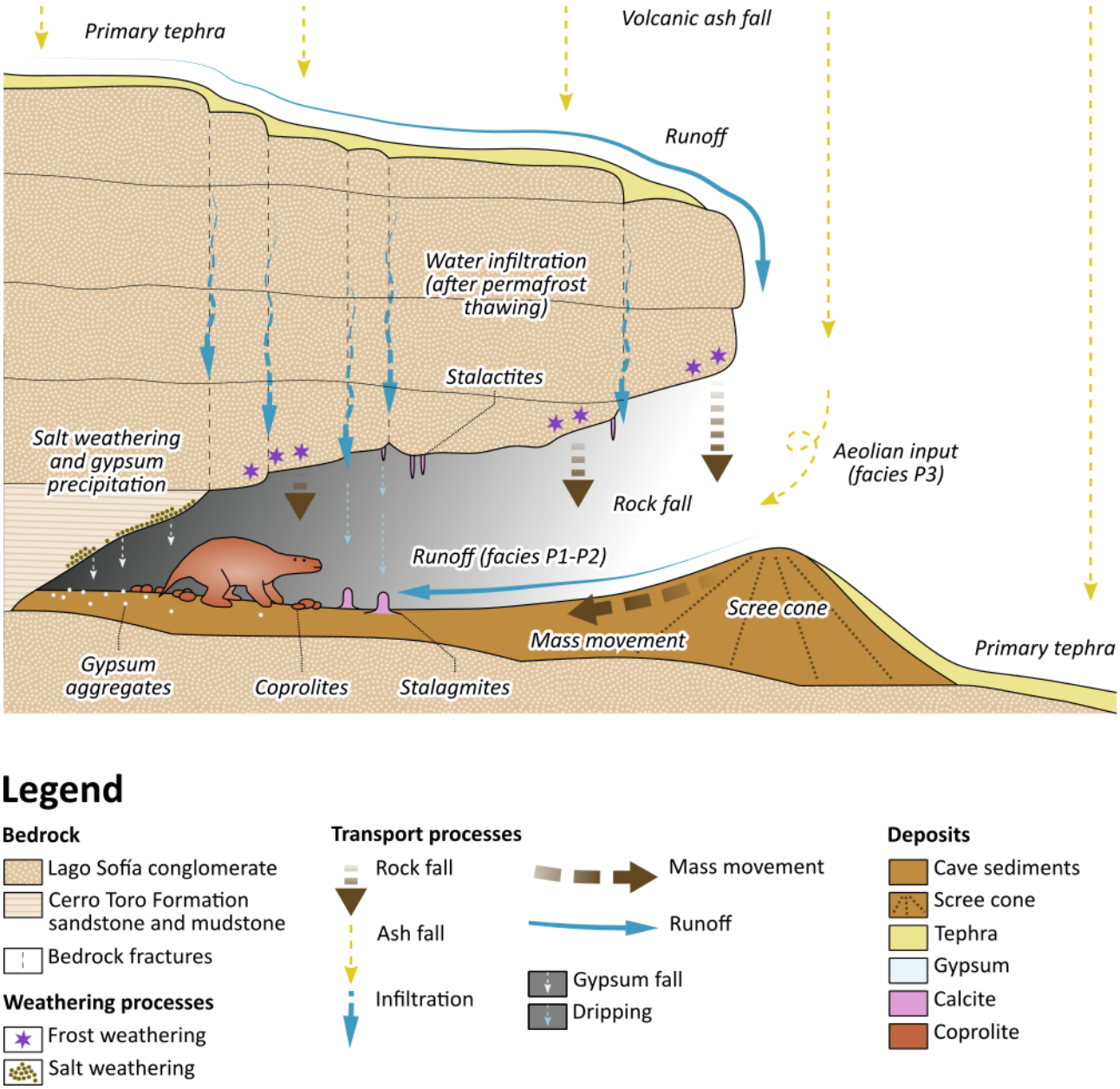


Figure 5.36. Représentation schématique du système sédimentaire des cavités du Cerro Benítez lors de la dernière terminaison glaciaire. Les processus d'altération et de transport impliqués dans la production et le piégeage des sédiments ne sont pas synchrones et diffère d'une cavité à l'autre.

Chapitre 6

Conclusion générale

Nous avons répondu à l'objectif général de reconstitution des processus d'ouverture puis de remplissage des cavités du Cerro Benítez grâce à l'articulation d'un éventail de méthodes d'analyses déployées à l'échelle du fjord d'Última Esperanza, des versants du Cerro Benítez et des cavités (Figure 5.1). L'emboîtement de ces trois échelles d'étude livre un modèle synthétique et compréhensif de la genèse et de l'évolution des pièges sédimentaires à mégafaune que représentent les cavités du Cerro Benítez, du dernier maximum glaciaire local à la transition Pléistocène-Holocène.

Les résultats présentés dans le Chapitre 3 indiquent que la déglaciation du fjord d'Última Esperanza s'amorce dès le stade isotopique marin 3, avec l'abandon du complexe morainique d'Arauco par le front glaciaire et le développement subséquent du Lago Consuelo, et laisse le Cerro Benítez entièrement libre de glace dès 31,9 ka environ. Ainsi que nous l'avons montré dans le Chapitre 4, l'ouverture des cavités résulte ainsi de la rencontre, contingente, entre le rivage glaciolacustre et un substrat favorable à l'érosion différentielle, la Formation Cerro Toro. L'évolution morphologique des cavités est essentiellement contrôlée par la structure anticlinale du substrat rocheux exposée par les anciens escarpements paraglaciaires, ainsi que par les dimensions des lentilles de grès hôtes. En l'absence d'analogue de dimensions comparables mentionné dans la littérature académique, la Cueva del Milodón représente probablement à ce jour la plus grande grotte de rivage lacustre du monde. Le basculement du bassin lacustre résultant du rebond isostatique post-glaciaire différentiel entraîne une lente régression favorisant le développement de surfaces d'aplanissement étagées, et aboutit à l'émersion des grottes vers 21,7 ka. Désormais hors d'atteinte des processus d'érosion actifs sur l'ancien rivage glaciolacustre, ces dernières se muent en pièges sédimentaires au cours de la dernière terminaison glaciaire.

Les résultats présentés dans le Chapitre 5 indiquent que la sédimentation est dominée par les apports autochtones. La structure des versants ainsi que la topographie de l'entrée des cavités contrôlent la pénétration des tephras remaniés par le ruissellement, issus de l'éruption du Reclus, entre 14,6 et 15,0 ka cal. BP. Le taux de sédimentation s'effondre à partir de l'Holocène, probablement en raison d'un affaiblissement de la cryoclastie imputable au réchauffement du climat.

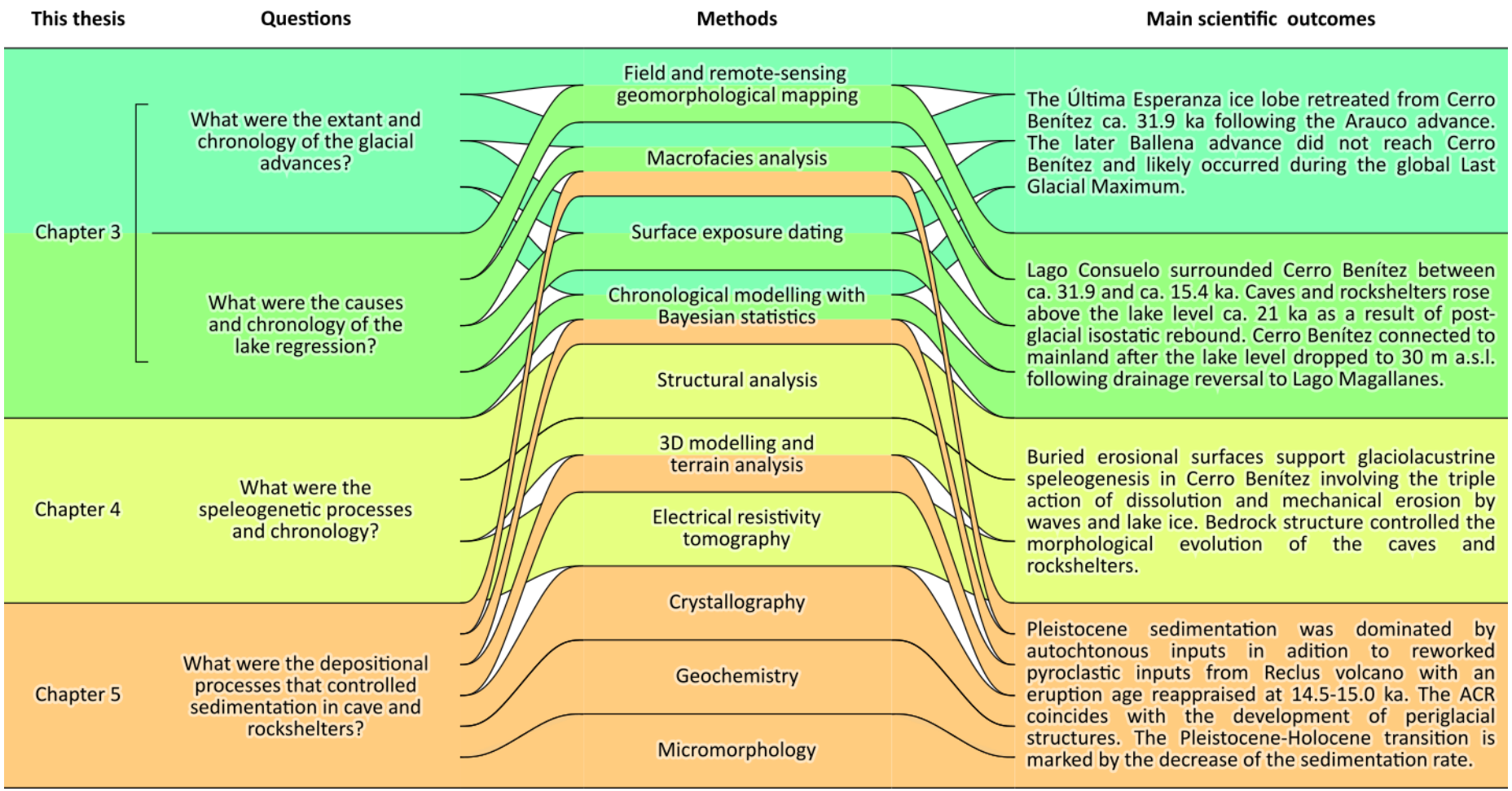


Figure 6.1. Représentation schématique de l'organisation des Chapitres 3 à 5 de ce manuscrit mettant en évidence l'apport de chaque méthode à la résolution des problèmes traités par notre étude.

Ces résultats nous conduisent à réviser la chronologie de la déglaciation et de la régression lacustre en Última Esperanza. Nous avons reconstitué la position des lobes de glace d'Última Esperanza ainsi que du Lago Aníbal Pinto lors du stade isotopique marin 2 d'après la description de nouvelles moraines, absentes de la synthèse de Davies et al. (2020). La datation des surfaces d'exposition des blocs erratiques par ^{10}Be cosmogénique produit in situ recule d'environ 15 ka l'âge de la déglaciation du Cerro Benítez, précédemment estimée à 17,3-18,2 ka cal. BP d'après l'âge des plus anciens dépôts lacustres datés à Vega Benítez (Sagredo et al., 2011 ; Stern et al., 2011 ; Villavicencio et al., 2016 ; Todisco et al., 2018 ; McCulloch et al., 2021 ; Nehme et al., 2023). La datation de la régression lacustre par les surfaces d'exposition des blocs erratiques par ^{10}Be cosmogénique produit in situ, associée à la modélisation chronologique par les statistiques bayésiennes, indique que l'émersion de la plateforme d'érosion lacustre se produit entre 31,9 et 16,9 ka au rythme moyen de 2,5 mm.a^{-1}. Ce résultat concorde avec le taux de rebond isostatique différentiel estimé en Última Esperanza. En outre, le taux d'érosion nécessaire au développement de la plateforme d'érosion du Lago Consuelo dans un tel intervalle de temps concorde avec les taux d'érosion documentés sur les plateformes d'érosion lacustres périglaciaires actuelles, de 2,2 à 4,4 cm.a^{-1}.

Le modèle d'évolution morphogénétique du Cerro Benítez formulé dans ce manuscrit s'appuie donc sur des preuves géomorphologiques, sédimentaires et géochronologiques solides. Néanmoins, la chronologie absolue de la déglaciation du fjord d'Última Esperanza que nous proposons repose essentiellement sur les âges d'exposition des blocs erratiques du Cerro Benítez. À l'avenir, la mise à l'épreuve de ce modèle chronologique passera par la datation des dépôts glaciaires situés en amont des moraines du stade isotopique marin 3. À cet égard, nos récents efforts de datation de surfaces d'exposition des blocs erratiques du complexe morainique du Lago Aníbal Pinto par ^{10}Be cosmogénique produit in situ semblent confirmer l'hypothèse d'une régression lacustre amorcée au moins dès 19,0 ± 1,5 ka (Çiner et al., 2022). Nous estimons qu'il serait profitable à l'établissement d'une chronologie plus robuste de poursuivre cet effort de datation en amont du Cerro Benítez, notamment par la datation des surfaces d'exposition des blocs erratiques du complexe morainique de Ballena, situé dans la péninsule Antonio Varas (Girault et al., 2022), ainsi que par la datation de dépôts organiques provenant de tourbières situées sur les anciennes lignes de rivage glaciolacustre.

La stratigraphie comparée des remplissages sédimentaires ouvre de riches perspectives à l'interprétation paléoécologique et taphonomique du registre fossile des cavités, dont la majeure partie reste encore à décrire. Des témoins sédimentologiques, tels qu'un ancien coin de glace dans la Cueva del Milodón, ainsi qu'une possible coulée de solifluxion dans la Cueva Chica, attestent le

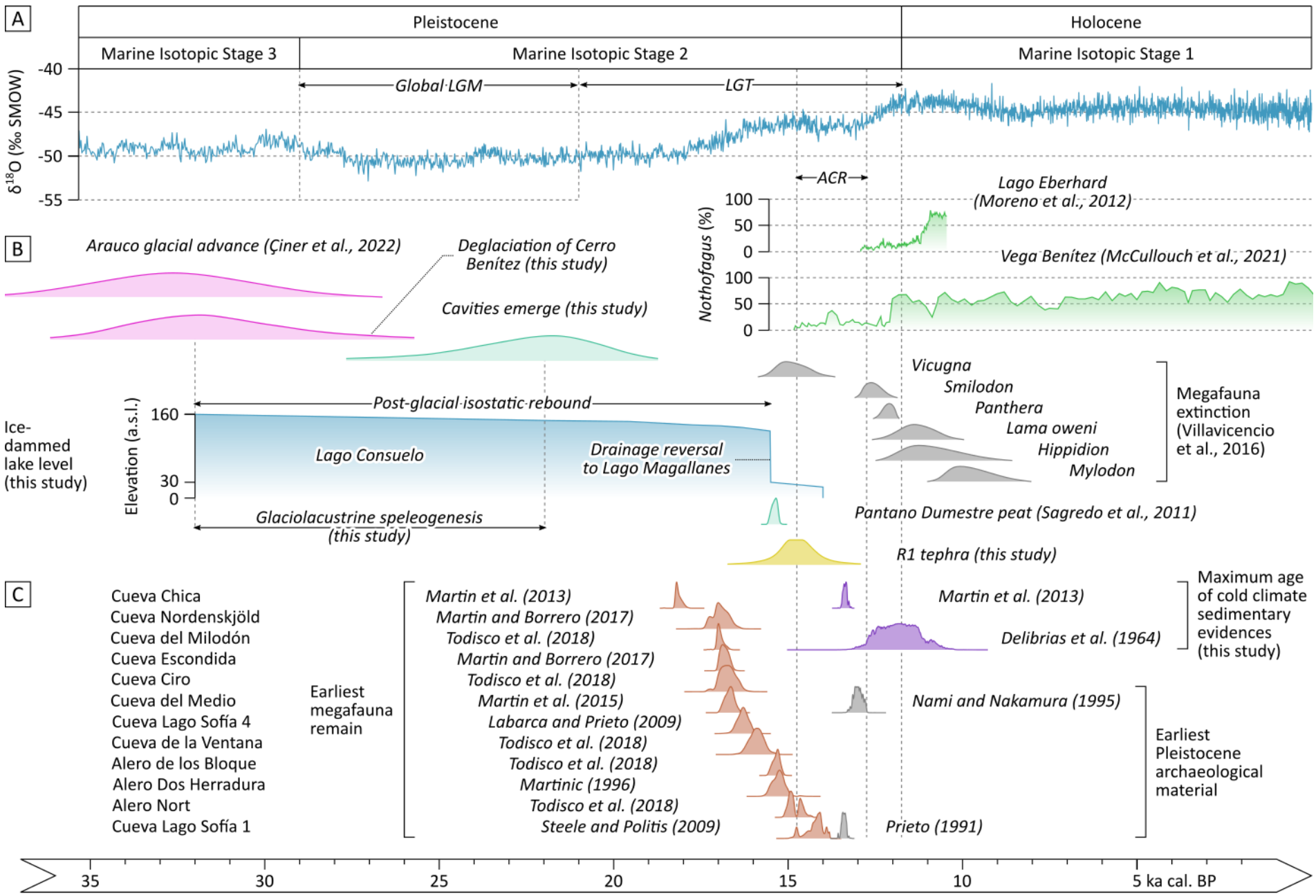
retour, sinon la persistance, de conditions climatiques froides, contemporaines de l'occupation humaine de la Cueva del Medio, lors de l'Antarctic Cold Reversal. L'analyse micromorphologique des remplissages sédimentaires questionne la provenance des restes de *Mylodon* mis au jour dans cette cavité, précédemment attribuée à l'action de carnivores (*Panthera onca*) par Martin et al. (2013), d'après la présence de marques de morsures sur une côte et un radius de Mylodontinae. La découverte de coprolithes d'herbivores dans la Cueva Chica suggère que cette grotte a également été occupée de manière intermittente par des herbivores, dont l'identité reste à déterminer. À cet égard, l'analyse du génome issu des poils associés aux coprolithes, précédemment appliqué avec succès aux coprolithes de la Cueva del Milodón (Clack et al., 2012), pourrait être envisagée. Enfin, l'analyse micromorphologique des coprolithes de *Mylodon* nous a conduit à décrire un nouveau type de dépôt pyroclastique, désigné sous le nom de coprotephra, ouvrant des perspectives chronostratigraphiques inédites à l'intérieur des grottes.

Outre les progrès envisageables dans la chronologie de la déglaciation et de la régression lacustre, l'approfondissement de nos connaissances des processus d'ouverture des cavités dépendra de l'approfondissement des fouilles conduites au Cerro Benítez, et en particulier de la documentation des unités stratigraphiques scellant le toit du substrat rocheux. La mise au jour de matériel paléontologique datable par ^{14}C au sein de ces dépôts permettrait de contraindre plus précisément l'âge d'ouverture des cavités. L'analyse des lithofaciès permettrait également de contraindre l'influence relative des processus d'érosion impliqués dans l'ouverture des cavités. La présence de sédiments triés aux arêtes émoussées, tels que ceux mis au jour dans la Cueva Chica (unité U10), favoriserait l'hypothèse d'une spéléogenèse glaciolacustre dominée par l'action des vagues, tandis que la présence de fragments cryoclastiques mettrait en évidence la prépondérance de l'action de la glace lacustre.

Dans le sillage des analyses de pollens et restes macroscopiques de végétaux réalisées depuis la seconde moitié du vingtième siècle (Salmi, 1955 ; Moore, 1978 ; Markgraf, 1985 ; Heusser et al., 1992 ; van Geel et al., 2022), un nombre croissant de marqueurs paléoenvironnementaux tels que les assemblages de rongeurs (Pardiñas et al., 2021) ou le $\delta^{18}O$ des spéléothèmes (Nehme et al., 2023) font l'objet de travaux conduits dans les cavités du Cerro Benítez. Le cadre stratigraphique élaboré dans le Chapitre 5 pourrait jeter les bases des futurs travaux consacrés aux remplissages sédimentaires mis au jours par les fouilles réalisées depuis 2011. L'acquisition de nouveaux âges ^{14}C, issus de matériel paléontologique dont la position stratigraphique est connue, permettra d'établir une chronologie de l'occupation des cavités par la mégafaune, et de mesurer l'influence des fluctuations climatiques de la dernière terminaison glaciaire sur l'occupation des cavités.

D’autres cavités situées au voisinage de l’ancienne calotte de glace patagonne, dans des contextes climatiques et géologiques différents du Cerro Benítez, quoique sous des latitudes similaires, font actuellement l’objet de recherches géoarchéologiques. Sur la façade pacifique, le karst littoral hyper-océanique des îles Diego de Almagro et Madre de Dios, situées entre 50 et 52°S de latitude, a fait l’objet de plusieurs missions d’exploration franco-chiliennes depuis 1995 (Jaillet et al., 2008 ; Maire et al., 2009), ayant notamment conduit à la découverte de grottes occupées par l’Homme durant l’Holocène (Maire et al., 2009). Sur la façade atlantique semi-aride, les cavités pseudokarstiques du champ de lave de Pali Aike, situées à 52°S de latitude, dont la Cueva Fell et la Cueva Pali Aike, initialement fouillées par Bird (1938), ont récemment fait l’objet d’une réinterprétation taphonomique par Martin (2022). Les processus abiotiques impliqués dans la genèse des cavités et des dépôts restent néanmoins encore à documenter. Nous formons le vœu que ce manuscrit alimente les réflexions interrogeant le rôle des avancées glaciaires, des fluctuations du niveau de base ainsi que de la géodynamique volcanique et paraglaciaire dans la genèse de ces cavités.

Figure 6.2 (page suivante). Synthèse chronologique des évènements clés de la genèse et de l’évolution des cavités du Cerro Benítez. A : fluctuations climatiques d’échelle hémisphérique à globale. Variations du $\delta^{18}O$ de l’inlandsis antarctique documentées dans la carotte EPICA Dronning Maud Land (Veres et al., 2013). B : évènements d’échelle régionale. Avancée glaciaire en aval du lobe de glace d'Última Esperanza, déglaciation du Cerro Benítez, régression et inversion du drainage lacustre, changement de la végétation, extinction de la mégafaune et éruption du Reclus. C : évènements d’échelle locale. Spéléogenèse glaciolacustre, occupation des cavités par la mégafaune puis par l’Homme et témoins sédimentaires d’un climat froid. LGM : dernier maximum glaciaire. LGT : dernière terminaison glaciaire.


A
Pleistocene
Holocene
Marine Isotopic Stage 3
Marine Isotopic Stage 2
Marine Isotopic Stage 1
δ18O (‰ SMOW)
-40
-45
-50
-55
Global LGM
LGT
ACR
Lago Eberhard (Moreno et al., 2012)
Nothofagus (%)
100
50
0
Vega Benítez (McCullouch et al., 2021)
B
Arauco glacial advance (Çiner et al., 2022)
Deglaciation of Cerro Benítez (this study)
Cavities emerge (this study)
Vicugna
Smilodon
Panthera
Lama oweni
Hippidion
Mylodon
Megafauna extinction (Villavicencio et al., 2016)
Ice-dammed lake level (this study)
Elevation (a.s.l.)
160
30
0
Post-glacial isostatic rebound
Lago Consuelo
Drainage reversal to Lago Magallanes
Glaciolacustrine speleogenesis (this study)
Pantano Dumestre peat (Sagredo et al., 2011)
R1 tephra (this study)
C
Cueva Chica
Cueva Nordenskjöld
Cueva del Milodón
Cueva Escondida
Cueva Ciro
Cueva del Medio
Cueva Lago Sofía 4
Cueva de la Ventana
Alero de los Bloque
Alero Dos Herradura
Alero Nort
Cueva Lago Sofía 1
Earliest megafauna remain
Martin et al. (2013)
Martin and Borrero (2017)
Todisco et al. (2018)
Martin and Borrero (2017)
Todisco et al. (2018)
Martin et al. (2015)
Labarca and Prieto (2009)
Todisco et al. (2018)
Todisco et al. (2018)
Martinic (1996)
Todisco et al. (2018)
Steele and Politis (2009)
Martin et al. (2013)
Delibrias et al. (1964)
Maximum age of cold climate sedimentary evidences (this study)
Nami and Nakamura (1995)
Prieto (1991)
Earliest Pleistocene archaeological material
35
30
25
20
15
10
5 ka cal. BP

Bibliographie

Aarseth, I., Fossen, H., 2004. A Holocene lacustrine rock platform around Storavatnet, Osterøy, western Norway. Holocene 14(4), 589-596.

Abe-Ouchi, A., Saito, F., Kawamura, K., Raymo, M.E., Okuno, J., Takahashi, K., Blatter, H., 2013. Insolation-driven 100,000-year glacial cycles and hysteresis of ice-sheet volume. Nature 500, 190-193.

Agassiz, L., 1837. Discours d'ouverture de la réunion de la SHSN à Neuchâtel le 24 juillet 1837. Actes de la Société helvétique des Sciences naturelles, 22e session, 5-32.

Agnolin, A.M., Agnolin, F.L., 2022. Holocene capuchin-monkey stone tool deposits shed doubts on the human origin of archeological sites from the Pleistocene of Brazil. The Holocene 33(2), 245-250.

Alberdi, M., Prieto, A., 2000. Hippidion (Mammalia, Perissodactyla) de las cuevas de las provincias de Magallanes y Tierra del Fuego. Anales del Instituto de la Patagonia, Serie Ciencias Humanas 28, 147-171.

Allen, C.D., Paradise, T.R., 2022. Coastal relicts landforms and the legacy of Tony Orme. Physical Geography 43(1), 1-23.

Allen, J.R.L., 1982. Sedimentary Structures – Their Character and Physical Basis. Volume II. Elsevier, Amsterdam, 662 p.

Ameghino, F., 1898. An Existing Ground-Sloth in Patagonia. Natural Science, A Monthly Review of Scientific Progress 81, 324-326.

Ameghino, F., 1899. El mamífero misterioso de la Patagonia (Neomylodon listai). Un sobreviviente actual de los megaterios de la antigua Pampa. La Pirámide, June 15, 51-54 ; July 1, 82-84.

Andersen, J.L., Margreth, A., Fredin, O., Linge, H., Goodfellow, B.W., Faust, J.C., Knies, J., Solbakk, T., Brook, E.J., Scheiber, T., van der Lelij, R., Burki, V., Rubensdotter, L., Himmler, T., Yeşilyurt, S., Christl, M., Vockenhuber, C., Akçar, N., 2022. Rapid post-glacial bedrock weathering in coastal Norway. Geomorphology 397, 108003.

Andrade, F., 2018. Geoconservación en los Valles Exploradores y Leones, Campo de Hielo Norte, región de Aysén: inventario, cuantificación, medidas de protección y divulgación. PhD thesis, Universidad de Concepción, 182 p.

Ardelean, C.F., Becerra-Valdivia, L., Pedersen, M.W., Schwenninger, J.L., Oviatt, C.G., Macías-Quintero, J.I., Arroyo-Cabrales, J., Sikora, M.,Ocampo-Díaz, Y.Z.E., Rubio-Cisneros, I.I., Watling, J.G., de Medeiros, V.B.,12, De Oliveira, P.E., Barba-Pingarón, L., Ortiz-Butrón, A., Blancas-Vázquez, J., Rivera-González, I., Solís-Rosales, C., Rodríguez-Ceja, M., Gandy, D.A., Navarro-Gutierrez, Z., De La Rosa-Díaz, J.J., Huerta-Arellano, V., Marroquín-Fernández, M.B., Martínez-Riojas, L.M., López-Jiménez, A., Higham, T., Willerslev, E.,

2021. Evidence of Human Occupation in Mexico around the Last Glacial Maximum. Nature 584, 87092.

Arnold, J.R., Libby, W.F., 1951. Radiocarbon Dates. Science 113, 111-120.

Aubrecht, R., Barrio-Amorós, C.L., Breure, A.S.H., Brewer-Carías, C., Derka, T., Fuentes-Ramos, O.A., Gregor, M., Kodada, J., Kováčik, L., Lánczos, T., Lee, N.M., Liščák, P., Schlögl, J., Šmída, B., Vlček, L., 2012. Venezuelan tepuis: their caves and biota. Acta Geologica Slovaca Monograph. Comenius University, Bratislava, 168 p.

Auler, A.S., Sauro, F., 2019. Quartzite and quartz sandstone caves of South America. In: White, W.B., Culver, D.C., Pipan, T. (ed.), Encyclopedia of Caves. 3rd edition. Elsevier, 850-860.

Ball, D.F., 1964. Loss-on-ignition as an estimate of organic matter and organic carbon in non-calcareous soils. Journal of Soil Science 15, 84-92.

Bandieri, S. 2005. Historia de la Patagonia. Sudamericana, Buenos Aires, 445 p.

Barnosky, A.D., Koch, P.L., Feranec, R.S., Wing, S.L., Shabel, A.B., 2004. Assessing the Causes of Late Pleistocene Extinctions on the Continents. Science 306, 70-75.

Bate, L.F., 1971. Primeras investigaciones sobre el arte rupestre de la Patagonia chilena (segundo informe). Anales del Instituto de la Patagonia 2, 33-41.

Beaux, J.-F., Platevoet, B., Fogelgesang, J.F., 2019. Atlas de Pétrologie. 3rd edition. Dunod, 192 p.

Bell, C.M., 2008. Punctuated drainage of an ice-dammed Quaternary lake in southern South America. Geografiska Annaler 90, 1-17.

Bendle, J.M., Palmer, A.P., Thorndycraft, V.R., Matthews, I.P., 2017. High-resolution chronology for deglaciation of the Patagonian ice sheet at Lago Buenos Aires (46.5° S) revealed through varve chronology and Bayesian age modelling. Quaternary Science Reviews 177, 314-338.

Bennett, M.R., Bustos, D., Pigati, J.S., Springer, K.B., Urban, T.M., Holliday, V.T., Reynolds, S.C., Budka, M., Honke, J.S., Hudson, A.M., Fenerty, B., Connelly, C., Martinez, P.J., Santucci, V.L., Odess, D., 2021. Evidence of humans in North America during the Last Glacial Maximum. Science 373, 1528-1531.

Bertran, P., Coutard, J.-P., Francou, B., Ozouf, J.-C., Texier, J.-P., 1992. Données nouvelles sur l'origine du litage des grèzes. Implications paléoclimatiques. Géographie physique et Quaternaire 46, 97-112.

Bertran, P., Francou, B., Pech, P., 1993. Stratogenèse associée à la dynamique des coulées à front pierreux en milieu alpin, La Mortice, Alpes méridionales, France. Géographie physique et Quaternaire 47(1), 93–100.

Besl, P.J., McKay, N.D., 1992. A method for registration of 3D shapes. IEEE transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence 14(2), 239-256.

Bigsby, J.I., 1821. Geological and mineralogical observations on the northwest portion of Lake Huron. The American Journal of Science, and Arts 3, 254-272.

Bird, J., 1938. Antiquity and Migrations of the Early Inhabitants of Patagonia. Geographical Review 28(2), 250-275.

Bird, J., 1988. Travels and Archaeology in South Chile. University of Iowa Press, Iowa City, 246 p.

Black, R.F., 1976. Periglacial features indicative of permafrost: ice and soil wedges. Quaternary Research 6, 3-26.

Blunier, T., Schwander,J., Stauffer, B., Stocker, T.F., Dillenbach, A., Indermiihle, A.,Tschumi, J., Chappelaz, J., Raynaud, D., Barola, J-M., 1997. Timing of the Antarctic Cold Reversal and the atmospheric CO2 increase with respect to the Younger Dryas event. Geophysical Research Letters 24, 2683-2686.

Boëda, E., Ramos, M., Pérez, A., Hatté, C., Lahaye, C., Pino, M., Hérisson, D., Clemente-Conte, I., Fontugne, M., Guérin, G., Villagran, X., Santos, J.C., Costa, L., Germond, L., Ahmed-Delacroix, N.E., Da Costa, A., Borges, C., Hoeltz, S., Felice, G., Gluchy, M., van Havre, G., Griggo, C., Lucas, L., de Souza, I., Viana, S., Strauss, A., Kerner, J., Guidon, N., 2021. 24.0 kyr cal BP stone artefact from Vale da Pedra Furada, Piauí, Brazil: Techno-functional analysis. PLOS ONE 16(3), e0247965.

Boers, N., Ghila, M., Rousseau, D.-D., 2018. Ocean circulation, ice shelf, and sea ice interactionsexplain Dansgaard–Oeschger cycles. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America 115(47), E11005-E11014.

Boggs Jr., S., 2009. Petrology of sedimentary rocks. 2nd edition. Cambridge University Press, 600 p.

Borrero, L.A., 1982. Arqueología del Seno de la Última Esperanza (Magallanes, Chile). VII Congreso Nacional de Arqueología, Colonia del Sacramento, 11-16.

Borrero, L.A., 1995. Human and natural agency: some comments on Pedra Furada. Antiquity 69, 602-603.

Borrero, L.A., 2009. The Elusive Evidence: The Archeological Record of the South American Extinct Megafauna. Haynes, G. (ed.), American Megafaunal Extinctions at the End of the Pleistocene. Springer Science, 145-168.

Borrero, L.A., 2016. Ambiguity and Debates on the Early Peopling of South America. PaleoAmerica 2(1), 11-21.

Borrero, L.A., Barbarena, R., Martin, F.M., Borrazzo, K., 2007. Collapsed rockshelters in Patagonia. In: Kornfeld, M., Vasil'ev, S., Miotti, L. (ed.), On Shelter's Ledge: Histories, Theories and Methods of Rockshelter Research. Proceedings of the XV world congress of the International Union for Prehistoric and Protohistoric Sciences. BAR International Series 1655, 135-139.

Borrero, L.A., Crivelli, E.A., Mengoni Goñalons, G.L., 1976. Investigaciones en el sitio Alero del Diablo. Anales del Instituto de la Patagonia 7, 75-85.

Borrero, L.A., Franco, N.V., 2015. New Topics in Patagonian Archaeology. The Society for American Archaeology Archaeological Record 15(3), 5-7.

Borrero, L.A., Lanata, J. L., Cárdenas, P., 1991. Reestudiando Cuevas: nuevas excavaciones en Ultima Esperanza, Magallanes. Anales del Instituto de la Patagonia, Serie Ciencias Sociales 20, 101-110.

Borrero, L.A., Martin, F.M., 2012a. Ground sloths and humans in southern Fuego-Patagonia: taphonomy and archaeology. Wolrd Archaeology 44(1), 102-117.

Borrero, L.A., Martin, F.M., 2012b. Taphonomic observations on ground sloth bone and dung from Cueva del Milodón, Última Esperanza, Chile: 100 years of research history. Quaternary International 278, 3-11.

Borrero, L.A., Massone, M., 1994. Arqueología de los aleros de Dos Herraduras, Última Esperanza, Chile. Revista del Museo de Historia Natural de San Rafael XIV, 288-289.

Bourgeon, L., Burke, A., Higham, T., 2017. Earliest Human Presence in North America Dated to the Last Glacial Maximum: New Radiocarbon Dates from Bluefish Caves, Canada. PLOS ONE 12(1), e0169486.

Bourgois, J., Cisternas, M.E., Braucher, R., Bourlès, D., Frutos, J., 2016. Geomorphic records along the General Carrera (Chile)–Buenos Aires (Argentina) glacial lake (467–487S), climate inferences, and glacial rebound for the past 7–9 ka. The Journal of Geology 124, 27-53.

Bowell, R.J., Warren, A., Redmond, I., 1996. Formation of cave salts and utilization by elephants in the Mount Elgon region, Kenya. In: Appleton, J.D., Fuge, R., McCall, G.J.H. (ed.), Environmental geochemistry and health. Geological Society of London, Special Publication 113, 63-79.

Bradley, B., Stanford, D., 2004. The North Atlantic ice-edge corridor: a possible Palaeolithic route to the New World. World Archaeology 36(4), 459-478.

Brandmeier, M., Kuhlmann, J., Krumrei, I., Kappler, A., Kubik, P.W., 2011. New challenges for tafoni research. A new approach to understand processes and weathering rates. Earth Surface Processes and Landforms 36, 839-852.

Brönnimann, D., Ismail-Meyer, K., Renzel, P., Pümpin, C., Lisá, L., 2017. Excrements of herbivores. In: Nicosia, C., Stoops, G. (ed), Archaeological Soil and Sediment Micromorphology. John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, 55-65.

Bruthans, J., Filippi, M., Slavík, M., Svobodová, E., 2018. The origin of honeycombs: Testing the hydraulic and case hardening hypotheses. Geomorphology 303, 68-83.

Buchmann, F.S.C., Lopes, R.P., Caron, F., 2009. Icnofósseis (Paleotocas e Crotovinas) atribuídos a Mamíferos Extintos no Sudeste e Sul do Brasil. Revista Brasileira de Paleontologia 12(3), 247-256.

Buffetaut, É., 2020. A Frenchman in Patagonia: the palaeontological expeditions of André Tournouër (1898-1903). Colligo 3(3), 67-80.

Bunnel, D., 2004. Littoral caves. In: Gunn, J. (ed.), Encyclopedia of Cave and Karst Science. Fitzroy Dearborn, New York, 1050-1054.

Burleigh, R., Hewson, A., Meeks, N., 1977. British Museum Natural Radiocarbon Measurements IX. Radiocarbon 19, 143-160.

Burleigh, R., Matthews, K., 1982. British museum natural radiocarbon measurements XIII. Radiocarbon 24, 151-170.

Caldenius, C., 1932. Las glaciaciones cuaternarias en Patagonia y Tierra del Fuego. Geografiska Annaler 14, 1-164.

Canti, M.G., Brochier, J.-É., 2017. Faecal spherulites. In: Nicosia, C., Stoops, G. (ed.), Archaeological Soil and Sediment Micromorphology. John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, 51-54.

Cárdenes, V., Mateos, F.J., Fernández-Lorenzo, S., 2014. Analysis of the correlations between freeze–thaw and salt crystallization tests. Environmental Earth Sciences 71, 1123-1134.

Chalk, T.B., Hain, M.P., Foster, G.L., Rohling, E.J., Sexton, P.F., Badger, M.P.S., Cherry, S.G., Hasenfratz, A.P., Haug, G.H., Jaccard, S.L., Martínez-García, A., Pälike, H., Pancost, R.D., Wilson, P.A., 2017. Causes of ice age intensification across the Mid-Pleistocene Transition. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America 114, 13114-13119.

Chatters, J.C., Potter, B.A., Prentiss, A.M.,Fiedel, S.J., Haynes, G., Kelly, R.L., Kilby, J.D., Lanoë, F., Holland-Lulewicz, J., Miller, D.S., Morrow, J.E., Perri, A.R., Rademaker, K.M., Reuther, J.D., Ritchison, B.T., Sanchez, G., Sánchez-Morales, I., Spivey-Faulkner, S.M., Tune, J.W., Haynes, C.V., 2021. Evaluating Claims of Early Human Occupation at Chiquihuite Cave, Mexico. PaleoAmerica 8(1), 1-16.

Chatwin, B., 1979. En Patagonie. Grasset, Paris, 287 p. Translated from: Chatwin, B., 1977. In Patagonia. Johnathan Cape, London, 240 p.

Chernicoff, J., Zapettini, E., 2004. Geophysical evidence for terrane boundaries in South-Central Argentina. Gondwana Research 7(4), 1105-1116.

Chiverrell, R., Foster, G., Thomas, G., Marshall, P., Hamilton, W., 2009. Robust chronologies for landform development. Earth Surface Processes and Landforms 34, 319-328.

Christiansen, H.H., 1998. Nivation forms and processes in unconsolidated sediments, NE Greenland. Earth Surface Processes and Landforms 23, 751-760.

Çiner, A., Sarıkaya, M. A., Yıldırım, C., Girault, I., Todisco, D., Martin, F., Borrero, L., Fabel, D., 2022. Terrestrial cosmogenic 10Be dating of the Última Esperanza ice lobe moraines (52°S, Patagonia) indicates the global Last Glacial Maximum (LGM) extent was half of the local LGM. Geomorphology 414, 108381.

Cione, A.L., Tonni, E.P., Soibelzon, L., 2009. Did humans cause the late Pleistocene–early Holocene mammalian extinctions in South America in a context of shrinking open areas? In: Haynes, G. (ed.), American Megafaunal Extinctions At The End Of The Pleistocene. Springer, 125-144.

Clack, A.A., MacPhee, R.D.E., Poinar, H.N., 2012. Mylodon darwinii DNA sequences from ancient fecal hair shafts. Annals of Anatomy 194, 26-30.

Claerbout, J.F., Muir, F., 1973. Robust modeling with erratic data. Geophysics 38, 826-844.

Clapperton, C.M., Sugden, D.E., Kaufman, D.S., McCulloch, R.D., 1995. The last glaciation in central Magellan Strait, southernmost Chile. Quaternary Research 44, 133-148.

Clark, P., Dyke, A., Shakun, J., Carlson, A., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J., Hostetler, S., McCabe, A., 2009. The Last Glacial Maximum. Science 325, 710-714.

Coloane, F., 1963. Tierre del Fuego. Empresa Editoral Zig-Zag S.A., Santiago de Chile, 192 p.

Coronato, A.M.J., Coronato, F., Mazzoni, E., Vázquez, M., 2008. The Physical Geography of Patagonia and Tierra del Fuego. In: Rabassa, J. (ed.), The Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego. Developments in Quaternary Sciences 11, 13-55.

Cotter, J.L., 1937. The Occurrence of Flints and Extinct Animals in Pluvial Deposits near Clovis, New Mexico, Part IV: Report on the Excavations at the Gravel Pit in 1936. Proceedings of the Academy of Natural Sciences of Philadelphia 89, 1-16.

Cuvier, G., 1830. Discours sur les révolutions de la surface du globe. 6th edition. Edmond d'Ocagne, Paris, 405 p.

Dahl, R., 1965. Plastically sculptured detail forms on rock surfaces in northern Nordland, Norway. Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography 47(2), 83-140.

Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvldberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjomsdottir, A.E., Jouzel, J., Bond, G., 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. Nature 364, 218-220.

Darvill, C.M., Bentley, M.J., Stokes, C.R., 2015a. Geomorphology and weathering characteristics of erratic boulder trains on Tierra del Fuego, southernmost South America: implications for dating of glacial deposits. Geomorphology 228, 382-397.

Darvill, C.M., Bentley, M.J., Stokes, C.R., Hein, A.S., Rodes, A., 2015b. Extensive MIS 3 glaciation in southernmost Patagonia revealed by cosmogenic nuclide dating of outwash sediments. Earth and Planetary Science Letters 429, 157-169.

Darwin, C.R., 1842. On the distribution of the erratic boulders and on the contemporaneous unstratified deposits of South America. Transactions of the Geological Society, 2nd Series 6, 415-431.

Davies, B., 2022. Dating Glacial Landforms II: Radiometric Techniques. In: Haritashya, U. (ed.), Treatise in Geomorphology, 2nd edition. Elsevier, 249-280.

Davies, B., Glasser, N., 2012. Accelerating shrinkage of Patagonian glaciers from the Little Ice Age (~AD 1870) to 2011. Journal of Glaciology 58(212), 1063-1084.

Davies, B.J., Darvill, C.M., Lovell, H., Bendle, J.M., Dowdeswell, J.A., Fabel, D., García, J.-L., Geiger, A., Glasser, N.F., Gheorghiu, D.M., Harrison, S., Hein, A.S., Kaplan, M.R., Martin, J.R.V., Mendelova, M., Palmer, A., Pelto, M., Rodés, Á., Sagredo, E.A., Smedley, R.K.,

Smellie, J.L., Thorndycraft, V.R., 2020. The evolution of the Patagonian Ice Sheet from 35 ka to the present day (PATICE). Earth-Science Reviews 204, 1-77.

Davies, B.J., Thorndycraft, V.R., Fabel, D., Martin, J.R.V., 2018. Asynchronous glacier dynamics during the antarctic cold reversal in central Patagonia. Quaternary Science Reviews 200, 287-312.

Dawson, A.G., Matthews, J.A., Shakesby, R.A., 1987. Rock platform erosion on periglacial shores: a modern analogue for Pleistocene rock platforms in Britain. In: Boardman, J. (ed.), Periglacial Processes and Landforms in Britain and Ireland. Cambridge University Press, 173-182.

de Beauchêne, G., 1959. José Emperaire, 1912-1958. Journal de la Société des Américanistes 48, 245-248.

de Charpentier, J., 1835. Sur la cause probable du transport des blocs erratiques de la Suisse. Annales des Mines, Troisième Série 8, 219-236.

de Charpentier, J., 1841. Essai sur les glaciers et sur le terrain erratique du bassin du Rhône. M. Ducloux, Lausanne, 363 p.

de Saussure, H.-B., 1779. Voyage dans les Alpes, précédé d'un essai sur l'histoire naturelle des environs de Genève, Tome premier. Samuel Fauche, Neuchâtel, 540 p.

Delannoy, J.-J., Jaillet, S., Fudral, S., Gasquet, D., Kaufmann, O., Sabaud, M., Ployon, E., 2007. L'aven d'Orgnac : un jalon karstique pour la reconstitution paléogéographique de l'interfluve Ardèche/Cèze. Collection EDYTEM, Cahiers de géographie 5, 117-147.

Delibrias, G., Guillier, M.T., Labeyrie, J., 1964. Saclay Natural Radiocarbon Measurements 1. Radiocarbon 6, 233-250.

Delvigne, J.E., 1998. Atlas of Micromorphology of Mineral Alteration and Weathering. Canadian Mineralogist Special Publication 3, 495 p.

Dillehay, T.D., Collins, M.B., 1988. Early cultural evidence from Monte Verde in Chile. Nature 332, 150-152.

Dillehay, T.D., Ocampo, C., Saavedra, J., Pino, M., Scott-Cummings, L., Kovácik, P., Silva, C., Alvar, R., 2019. New excavations at the late Pleistocene site of Chinchihuapi I, Chile. Quaternary Research 92(1), 70-80.

Dillehay, T.D., Ocampo, C., Saavedra, J., Sawakuchi, A.O., Vega, R.M., Pino, M., Collins, M.B., Cummings, L.S., Arregui, I., Villagran, X.S., Hartmann, G.A., Mella, M., González, A., Dix, G., 2015. New Archaeological Evidence for an Early Human Presence at Monte Verde, Chile. PLOS ONE 10(11), e0141923.

Dillehay, T.D., Ramírez, C., Pino, M., Collins, M.B., Rossen, J., Pino-Navarro, J.D., 2008. Monte Verde: seaweed, food, medicine, and the peopling of South America. Science 320, 784-786.

Dionne, J.-C., 1979. Ice Action in the Lacustrine Environment. A Review With Particular Reference to Subarctic Quebec, Canada. Earth-Science Reviews 15, 185-212.

Doerr, S.H., Wray, R., 2004. Pseudokarst. In: Goudie, A.S. (ed.), Encyclopedia of Geomorphology. Routledge, London and New York, p. 814-815.

Doyle, A.C., 1912. The Lost World. Hodder & Stoughton, London, 319 p.

Dunai, T.J., 2010. Cosmogenic nuclides, principes, concepts and applications in Earth surface sciences. Cambridge University Press, 187 p.

Durand, N., Monger, H.C., Canti, M.G., 2010. Calcium carbonate features. In: Stoops, G., Marcelino, V., Mees, F. (ed.), Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths. Elsevier, Amsterdam, 149-194.

Eberhard-Martiny, K., 2018. El capitán Eberhard: pionero de la Patagonia. Guanaco Libre Ediciones, Punta Arenas, 210 p.

Egels, Y., 2011. La photogrammétrie, principes généraux et terminologie. Collection EDYTEM, Cahiers de géographie 12, 41-50.

Ehrmann, W.U., Mackensen, A., 1992. Sedimentological evidence for the formation of an East Antarctic ice sheet in Eocene/Oligocene time. Palaeageography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 93, 85-112.

Emperaire, J., Laming, A., 1954. La grotte du Mylodon (Patagonie Occidentale). Journal de la Société des Américanistes, Nouvelle Série XLIII, 173-205.

Étienne, R., Larue, J.-P., 2011. Contribution à l'étude des liaisons Loire-Seine : mise en évidence par l'étude des minéraux lourds de l'antécédence de la Loire en Sologne (Bassin Parisien, France). Physio-Géo 5(1), 269-291.

Evenson, E.B., Burkhart, P.A., Gosse, J.C., Baker, G.S., Jackofsky, D., Meglioli, A., Dalziel, I., Kraus, S., Alley, R.B., Berti, C., 2009. Enigmatic boulder trains, supraglacial rock avalanches, and the origin of “Darwin's boulders,” Tierra del Fuego. Geological Society of America Today 19, 4-10.

Fabel, D., Small, D., Miguens-Rodriguez, M., Freeman, S. P. H. T., 2010. Cosmogenic nuclide exposure ages from the ‘Parallel Roads’ of Glen Roy, Scotland. Journal of Quaternary Science 25, 597-603.

Faith, J.T., Surovell, T.A., 2009. Synchronous extinction of North America’s Pleistocene mammals. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America 106(49), 20641-20645.

Falótico, T., Proffitt, T., Ottoni, E.B., Staff, R.A., Haslam, M., 2019. Three thousand years of wild capuchin stone tool use. Nature Ecology & Evolution 3, 1034-1038.

Fariña, R.A., Castilla, R., 2007. Earliest evidence for human-megafauna interaction in the Americas. In: Corona, M.E., Arroyo-Cabrales, J. (ed), Human and Faunal Relationships Reviewed: An Archaeozoological Approach. Archaeopress, 31-34.

Fariña, R.A., Tambusso, P.S., Varela, L., Czerwonogora, A., Di Giacomo, M., Musso, M., Bracco, R., Gascue, A., 2014. Arroyo del Vizcaíno, Uruguay: a fossil-rich 30-ka-old megafaunal locality with cut-marked bones. Proceedings of the Royal Society B 281, 20132211.

Farrand, W.R., 1969. The Quaternary history of Lake Superior. Proceedings of the 12th Annual Conference on Great Lakes Research, Ann Arbor, 181-197.

Farrand, W.R., 2001. Sediments and Stratigraphy in Rockshelters and Caves: A Personal Perspective on Principles and Pragmatics. Geoarchaeology: An International Journal 16(5), 537-557.

Farrant, A., 2004. Paleoenvironments: Clastic cave sediments. In: Gunn, J. (ed.), Encyclopedia of Cave and Karst Science. Fitzroy Dearborn, New York, 1180-1185.

Favier Dubois, C.M., Borrero, L.A., 1997. Geoarchaeological perspectives on late Pleistocene faunas from Ultima Esperanza sound, Magallanes, Chile. Anthropologie 35, 207-213

Feruglio, E., 1944. Estudios geológicos y glaciológicos en la región del Lago Argentino (Patagonia). Boletín Academia Nacional Ciencias de Córdoba 37, 1-208.

Feruglio, E., 1950. Descripción geológica de la Patagonia, Tomo III. Ministerio de Industria y Comercio de la Nación, Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires, 207-218.

Fiedel, S.J., 2017. Did Monkeys Make the Pre-Clovis Pebble Tools of Northeastern Brazil? PaleoAmerica 3(1), 6-12.

Fildani, A., Romans, B.W., Fosdick, J.C., Crane, W.H., Hubbard, S.M., 2008. Orogenesis of the Patagonian Andes as reflected by basin evolution in southernmost South America. Arizona Geological Society Digest 22, 259-268.

Fisher, R.V., Schmincke, H.-U., 1984. Pyroclastic Rocks. Springer-Verlag, Berlin, 472 p.

Fleck, R.J., Mercer, J.H., Nairn, A.E.M., Peterson, D.N., 1972. Chronology of Late Pliocene and Early Pleistocene glacial and magnetic events in southern Argentina. Earth Planetary Science Letters 16, 15-22.

Flint, R.F., Sanders, J.E., Rodgers, J., 1960. Diamictite, a substitute term for symmictite. Geological Society of America Bulletin 71(12), 1809-1810.

Flueck, W.T., 2016. The impact of recent volcanic ash depositions on herbivores in Patagonia: a review. The Rangeland Journal 38, 24-37.

Fogwill, C.J., Kubik, P.W., 2005. A glacial stage spanning the ACR in Torres del Paine (51°S), Chile, based on preliminary cosmogenic exposure ages. Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography 87(2), 403-408.

Folk, R.L., 1954. The Distinction between Grain Size and Mineral Composition in Sedimentary-Rock Nomenclature. The Journal of Geology, 62(4), 344-359.

Fontijn, K., Lachowycz, S.M., Rawson, H., Pyle, D.M., Mather, T.A., Naranjo, J.A., Moreno-Roa, H., 2014. Late Quaternary tephrostratigraphy of southern Chile and Argentina. Quaternary Science Reviews 89, 70-84.

Ford, D., 2004. Karst. In: Gunn, J. (ed.), Encyclopedia of Cave and Karst Science. Fitzroy Dearborn, New York, 1017-1020.

Foresta, L., Gourmelen, N., Weissgerber, F., Nienow, P., Williams, J.J., Shepherd, A., Drinkwater, M.R., Plummer, S., 2018. Heterogeneous and rapid ice loss over the Patagonian Ice Fields revealed by CryoSat-2 swath radar altimetry. Remote Sensing of Environment 211, 441-455.

Fosdick, J., Romans, B.W., Fildani, A., Bernhardt, A., Calderon, M., Graham, S.A., 2011. Kinematic evolution of the Patagonian retroarc fold-and-thrust belt and Magallanes foreland basin, Chile and Argentina, 51°30'S. Geological Society of America Bulletin 123, 1679-1698.

Fournier, J., Bonnot-Courtois, C., Paris, R., Voldoire, O., Le Vot, M., 2012. Analyses granulométriques, principes et méthodes. CNRS, Dinard, 99 p.

Francou, B., 1988. Éboulis stratifiés dans les Hautes Andes Centrales du Pérou. Zeitschrift fur Géomorphologie N.F. 32(1), 47-76.

Frank, H.T., Lima, L.G., Gerhard, N.P., Caron, F., Buchmann, F.S.C., Fornari, M., Lopes, R.P., 2013. Description and interpretation of Cenozoic vertebrate ichnofossils in Rio Grande do Sul State, Brazil. Revista Brasileira de Paleontologia 16(1), 83-96.

Frizon de Lamotte, D., Leturmy, P., Souloumiac, P., Frizon de Lamotte, A., 2019. Objets et structures géologiques en trois dimensions. Observation, interprétation et construction de modèles en 3D. Dunod, Paris, 168 p.

Froese, D., Young, J.M., Norris, S.L., Margold, M., 2019. Availability and viability of the Ice-Free corridor and Pacific Coast routes for the peopling of the Americas. The Socity for American Archaeology Archaeological Record 19, 27-33.

Gallay, M., Hochmuth, Z., Kaňuk, J., Hofierka, J., 2016. Geomorphometric analysis of cave ceiling channels mapped with 3-D terrestrial laser scanning. Hydrology and Earth System Sciences 20, 1827-1849.

Ganopolski, A., Calov, R., 2011. The role of orbital forcing, carbon dioxide and regolith in 100 kyr glacial cycles. Climate of the Past 7, 1415-1425.

García, J.L., Hein, A.S., Binnie, S.A., Gomez, G.A., Gonzalez, M.A., Dunai, T.J., 2018. The MIS 3 maximum of the Torres del Paine and Última Esperanza ice lobes in Patagonia and the pacing of southern mountain glaciation. Quaternary Science Reviews 185, 9-26.

García, J.L., Kaplan, M.R., Hall, B.H., Schaefer, J.M., Vega, R.V., Schwartz, R., Finkel, R., 2012. Glacial expansion in Southern Patagonia throughout the Antartic Cold Reversal. Geology 40, 859-862.

García, J.L., Kaplan, M.R., Hall, B.H., Schaefer, J.M., Vega, R.V., Schwartz, R., Finkel, R., 2012. Glacial expansion in Southern Patagonia throughout the Antartic Cold Reversal. Geology 40, 859-862.

Genuite, K., Delannoy, J.-J., Bahain, J.-J., Gresse, M., Jaillet, S., Phillippe, A., Pons-Branchu, E., Revil, A., Voinchet, P., 2021. Dating the landscape evolution around the Chauvet-Pont d'Arc cave. Scientific Reports 11, 8944.

Genuite, K., Delannoy, J.-J., Jaillet, S., 2018. Reconstitution des paléogéographies karstiques par l'approche cartographique 3D: application au Pont d'Arc et à la Combe d'Arc (Ardèche, France). Karstologia 67, 17-24.

Genuite, K., Voinchet, P., Delannoy, J.-J., Bahain, J.-J., Monney, J., Arnaud, J., Bruxelles, L., Moncel, M.-H., Philippe, A., Pons-Branchu, E., Revil, A., Richard, M., Jaillet, S., 2022. Middle and Late Pleistocene evolution of the Ardèche Valley archaeological landscapes (France). Quaternary Science Reviews 297, 107812.

Ghiglione, M.C., Ronda, G., Suárez, R.J., Aramendía, I., Barberón, V., Ramos, M.E., Tobal, J., García Morabito, E., Martinod, J., Sue, C., 2019. Structure and tectonic evolution of the South Patagonian fold and thrust belt: Coupling between subduction dynamics, climate and tectonic deformation. In: Horton, B.K., Folguera, A. (ed.), Andean Tectonics. Elsevier, 675-697.

Gilbert, M.T.P., Jenkins, D.L., Götherstrom, A., Naveran, N., Sanchez, J.J., Hofreiter, M., Thomsen, P.F., Binladen, J., Higham, T.F.G., Yohe II, R.M., Parr, R., Cummings, L.S., Willerslev, E., 2008. DNA from Pre-Clovis Human Coprolites in Oregon, North America. Science 320(5877), 786-789.

Girault, I., Basile, C., Bernet, M., Paquette, J.-L., Heuret, A., Loncke, L., Poetisi, E., & Balvay, M., 2023. Thermochronology and U-Pb dating of detrital zircons from the Demerara Plateau (French Guiana-Suriname): Implications for the provenance of the Early Cretaceous syn-rift sedimentation. Basin Research 35(4), 1386-1406.

Girault, I., Todisco, D., Çiner, A., Sarikaya, M. A., Yildirim, C., Quiquerez, A., Martin, F., Borrero, L., Fabel, D., Grandjean, P., Nehme, C., Mouralis, D., 2022. 10Be chronology of deglaciation and ice-dammed lake regression in the vicinity of the Mylodon Cave (Cerro Benítez, Patagonia, Chile). Quaternary Science Reviews 278, 107354.

Gjessing, J., 1967. Potholes in Connection with Plastic Scouring Forms. Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography 49(2-4), 178-187.

Glasser, N.F., Jansson, K.N., Harrison, S., Klemen, J., 2008. The glacial geomorphology and Pleistocene history of Southern South America between 38°S and 56°S. Quaternary Science Reviews 27, 365-390.

Goebel, T., Waters, M.R., Dikova, M., 2003. The Archaeology of Ushki Lake, Kamchatka, and the Pleistocene Peopling of the Americas. Science 301, 501-505.

Goebel, T., Waters, M.R., O'Rourke, D.H., 2008. The late Pleistocene dispersal of modern humans in the Americas. Science 319, 1497-1502.

Goldberg, P., Sherwood, S., 2006. Deciphering Human Prehistory Through the Geoarcheological Study of Cave Sediments. Evolutionary Anthropology 15, 20-36.

Gómez Coutouly, Y.A., 2016. Migrations and interactions in prehistoric Beringia: the evolution of Yakutian lithic technology. Antiquity 90(349), 9-31.

Gómez Coutouly, Y.A., 2022. Questioning the Anthropic Nature of Pedra Furada and the Piauí Sites. PaleoAmerica 8(1), 29-52.

Gosse, J. C., Phillips, F.M., 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: Theory and application. Quaternary Science Reviews 20, 1475-1560.

Goudie, A.S., 2013. Arid and Semi-arid Geomorphology. Cambridge University Press, 454 p.

Greenwood, B., 2004. Wave. In: Goudie, A.S. (ed.), Encyclopedia of Geomorphology. Routledge, London and New York, 1102-1108.

Grussenmeyer, P., Landes, T., 2011. Lasergrammétrie terrestre. Collection EDYTEM, Cahiers de géographie 12, 11-28.

Guidon, N., Delibrias, G., 1986. Carbon-14 dates point to man in the Americas 32,000 years ago. Nature 321, 769-771.

Gusinde, M., 1921. Estado actual de la Cueva del Mylodon (Última Esperanza, Patagonia Austral). Revista Chilena de Historia Natural 27, 406-419.

Gutiérrez-Castorena, M.d.C, Effland, W.R., 2010. Pedogenic and biogenic siliceous features. In: Stoops, G., Marcelino, V., Mees, F. (ed.), Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths. Elsevier, Amsterdam, 471-496.

Håkansson, S., 1976. University of Lund radiocarbon dates IX. Radiocarbon 18, 290-320.

Halligan, J.J., Waters, M.R., Perrotti, A., Owens, I.J., Feinberg, J.M., Bourne, M.D., Fenerty, B., Winsborough, B., Carlson, D., Fisher, D.C., Stafford Jr., T.W., Dunbar, J.S., 2016. Pre-Clovis occupation 14,550 years ago at the Page-Ladson site, Florida, and the peopling of the Americas. Science Advances 2(5), e1600375.

Hauthal, R., 1899. Reseña de los hallazgos en las cavernas de Última Esperanza. In: Hauthal, R., Roth, S., Lehmann-Nitsche, R. (ed.), El mamífero misterioso de la Patagonia “Grypotherium domesticum”. Revista del Museo de La Plata 9, 411-420.

Hauthal, R., 1899b. Erforschung der Glacialerscheinungen Südpatagoniens. Globus 75(7), 101-104.

Haynes, G., 2017a. The Cerutti Mastodon. PaleoAmerica 3(3), 196-199.

Haynes, G., 2017b. Taphonomy of the Inglewood mammoth (Mammuthus columbi) (Maryland, USA): Green-bone fracturing of fossil bones. Quaternary International 445, 171-183.

Hays, J., Imbrie, J., Shackleton, N., 1976. Variations in the earth's orbit: pacemakers of the ice ages. Science 194, 1121-1132.

Hebda, R.J., Burns, J.A., Geertsema, M., 2008. AMS-dated late Pleistocene taiga vole (Rodentia: Microtus xanthognathus) from northeast British Columbia, Canada: a cautionary lesson in chronology. Canadian Journal of Earth Sciences 45, 611-618.

Heintzman, P.D., Froese, D., Ives, J.W., Soares, A.E.R., Zazula, G.D., Letts, B., Andrews, T.D., Driver, J.C., Hall, E., Hare, G.P., Jass, C.N., MacKay, G., Southon, J.R., Stiller, M., Woywitka, R., Suchard, M.A., Shapiro, B., 2016. Bison Phylogeography Constrains Dispersal and Viability of the Ice Free Corridor in Western Canada. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America 113(29), 8057-8063.

Hershkovitz, I., Weber, G.W., Quam, R., Duval, M., Grün, R., Kinsley, L., Ayalon, A., Bar-Matthews, M., Valladas, H., Mercier, N., Arsuaga, J.L., Martinón-Torres, M., Bermúdez de Castro, J.M., Fornai, C., Martín-Francés, L., Sarig, R., May, H., Krenn, V.A., Slon, V., Rodríguez, L., García, R., Lorenzo, C., Carretero, J.M., Frumkin, A., Shahack-Gross, R., Bar-Yosef Mayer, D.E., Cui, Y., Wu, X., Peled, N., Groman-Yaroslavski, I., Weissbrod, L., Yeshurun, R., Tsatskin, A., Zaidner, Y., 2018. The earliest modern humans outside Africa. Science 359, 456-459.

Heusser, C.J., 1995. Three Late Quaternary pollen diagrams from Southern Patagonia and their palaeoecological implications. Palaeageography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 118, 1-24.

Heusser, C.J., Borrero, L.A., Lanata, J.L., 1992. Late Glacial vegetation at Cueva del Mylodon. Anales del Instituto de la Patagonia, Serie Ciencias Naturales 21, 97-102.

Heusser, C.J., Heusser, L.E., Hauser, A., 1989. A 12,000 yr B.P. tephra layer at Bahía Inútil (Tierra del Fuego, Chile). Anales del Instituto de la Patagonia, Seria Ciencias Naturales 19, 39-49.

Heusser, C.J., Heusser, L.E., Lowell, T.V., Moreira, A., Moreira, S., 2000. Deglacial palaeoclimate at Puerto del Hambre, subantarctic Patagonia, Chile. Journal of Quaternary Science 15, 101-114.

Hickin, A.S., Lian, O.B., Levson, V.M., 2016. Coalescence of late Wisconsinan Cordilleran and Laurentide ice sheets east of the Rocky Mountain Foothills in the Dawson Creek region, northeast British Columbia, Canada. Quaternary Research 85, 409-429.

Hogg, A., Heaton, T., Hua, Q., Palmer, J., Turney, C., Southon, J., Bayliss, A., Blackwell, P.G., Boswijk, G., Ramsey, C. B., Pearson, C., Petchey, F., Reimer, P., Reimer, R., Wacker, L., 2020. SHCal20 Southern Hemisphere Calibration, 0-55,000 Years cal BP. Radiocarbon 62(4), 759-778.

Holcomb, J.A., Mandel, R.D., Otárola-Castillo, E., Rademaker, K., Rosencrance, R.L., McDonough, K.N., Miller, D.S., Wygal, B.T., 2022. Does the evidence at Arroyo del Vizcaíno (Uruguay) support the claim of human occupation 30,000 years ago? PaleoAmerica 8(4), 285-299.

Holdø, R.M., Dudley, J.P., McDowell, L.R., 2002. Geophagy in the African elephant in relation to availability of dietary sodium. Journal of Mammalogy 83, 652-664.

Holen, S.R., Deméré, T.A., Fisher, D.C., Fullagar, R., Paces, J.B., Jefferson, G.T., Beeton, J.M., Cerutti, R.A., Rountrey, A.N., Vescera, L., Holen, K.A., 2017. A 130,000-Year-Old Archaeological Site in Southern California, USA. Nature 544, 479-483.

Holler, C., 2019. Pseudokarst. In: White, W.B., Culver, D.C., Pipan, T. (ed.), Encyclopedia of Caves. 3rd edition. Elsevier, 836-849.

Horton, B.K., Folguera, A., 2022. Tectonic inheritance and structural styles in the Andean fold-thrust belt and foreland basin. In: Zamora, G., Mora, A. (ed.), Andean Structural Styles. Elsevier, 3-28.

Hu, A., Meehl, G.A., Otto-Bliesner, B.L., Waelbroeck, C., Han, W., Loutre, M.-F., Lambeck, K., Mitrovica, J.X., Rosenbloom, N., 2010. Influence of Bering Strait flow and North Atlantic circulation on glacial sea-level changes. Nature Geoscience 3, 118-121.

Hubbard, S.M., Romans, B.W., Graham, S.A., 2007. An outcrop example of large-scale conglomeratic intrusions sourced from deep-water channel deposits, Cerro Toro Formation, Magallanes Basin, southern Chile. In: Hurst, A., Cartwright, J. (ed.), Sand Injectites: Implications for Hydrocarbon Exploration and Production. American Association of Petroleum Geologists Bulletin Memoir 87, 199-207.

Hubbard, S.M., Romans, B.W., Graham, S.A., 2008. Deep-water foreland basin deposits of the Cerro Toro Formation, Magallanes Basin, Chile: architectural elements of a sinuous basin axial channel belt. Sedimentology 55, 1333-1359.

Hublin, J.-J., Ben-Ncer, A., Bailey, S.E., Freidline, S.E., Neubauer, S., Skinner, M.M., Bergmann, I., Le Cabec, A., Benazzi, S., Harvati, K., Gunz, P., 2017. New fossils from Jebel Irhoud, Morocco and the pan-African origin of Homo sapiens. Nature 546, 289-292.

Huidobro, C., 2016. Fabricación de instrumentos líticos en Cueva del Medio, Última Esperanza, Patagonia Austral. In: Mena, F. (ed.), Arqueología de la Patagonia: de mar a mar. Ñire Negro Ediciones, 189-199.

Hutton, J., 1795. Theory of the Earth, with Proofs and Illustrations, Volume 2. Cadell and Davies, Edinburgh, 567 p.

Imbrie, J., Boyle, E., Clemens, S., Duffy, A., Howard, W., Kukla, G., Kutzbach, J., Martinson, D., McIntyre, A., Mix, A., Molfino, B., Morley, J.J., Peterson, L., Pisias, N., Prell, W., Raymo, M., Shackleton, N., Toggweiler, J.R., 1992. On the structure and origin of major glaciation cycles-1. Linear responses to Milankovitch Forcing. Paleoceanography 7, 701-738.

Jackson, D., Prieto, A., 2005. Estrategias tecnológicas y conjunto lítico del contexto paleoindio de Cueva Lago Sofía 1, Última Esperanza, Magallanes. Magallania 33(1), 115-120.

Jaillet, S., Delannoy, J.-J., Monney, J., Sadier, B., 2017. 3-D Modelling in Rock Art Research: Terrestrial Laser Scanning, Photogrammetry, and the Time Factor. In: David, B., McNiven, I.J. (ed.), The Oxford Handbook of the Archaeology and Anthropology of Rock Art. 2019 online edition. Oxford Handbooks.

Jaillet, S., Maire, R., Brehier, F., Despain, J., Lans, B., Morel, L., Pernette, J.-F., Ployon, E., Tourte, B., team of Ultima Patagonia Expeditions, 2008. Englacement, eustatisme et réajustements karstiques de la bordure sud de l'archipel de Madre de Dios (Patagonie, Province Última Esperanza, Chili). Karstologia 51, 1-24.

Jaillet, S., Sadier, B., Perazio, G., Delannoy, J.-J., 2014. Une brève histoire de la 3D en grotte. Karstologia 63, 3-20.

Jelinek, A.J., 1971. Early man in the New World: a technological perspective. Arctic Anthropology 8, 15-21.

Jennings, J.N., 1983. Sandstone pseudokarst or karst? In: Young, R.W., Nanson, G.C. (ed.), Aspects of Australian Sandstone Landscapes. Australian and New Zealand Geomorphology Group Special Publication 1, 21-30.

Jones, W.K., White, W.B., 2019. Karst. In: White, W.B., Culver, D.C., Pipan, T. (ed.), Encyclopedia of Caves. 3rd edition. Elsevier, 609-618.

Jouzel, J., Masson-Delmotte, V., Cattani, O., Dreyfus, G., Falourd, S., Hoffmann, G., Minster, B., Nouet, J., Barnola, J.M., Chappellaz, J., Fischer, H., Gallet, J.C., Johnsen, S., Leuenberger, M., Loulergue, L., Luethi, D., Oerter, H., Parrenin, F., Raisbeck, G., Raynaud, D., Schilt, A., Schwander, J., Selmo, E., Souchez, R., Spahni, R., Stauffer, B., Steffensen, J.P., Stenni, B., Stocker, T.F., Tison, J.L., Werner, M., Wolff, E.W., 2007. Orbital and Millennial Antarctic Climate Variability over the Past 800,000 Years. Science 317, 793-796.

Jouzel, J., Masson, V., Cattani, O., Falourd, S., Stievenard, M., Stenni, B., Longinelli, A., Johnsen, S.J., Steffenssen, J.P., Petit, J.R., Schwander, J., Souchez, R., Barkov, N.I., 2001. A new 27 ky high resolution East Antarctic climate record. Geophysical Research Letters 28(16), 3199-3202.

Joyce, D.J., 2014. Pre-Clovis megafauna butchery sites in the western Great Lakes region, USA. In: Graf, K.E., Ketron, C.V., Waters, M.R. (ed.), Paleoamerican Odyssey. Texas A&M University Press, 467-483.

Kaplan, M.R., Ackert, R.P., Singer, B.S., Douglass, D.C., Kurz, M.D., 2004. Cosmogenic nuclide chronology of millennial-scale glacial advances during O-isotope Stage 2 in Patagonia. Geological Society of America Bulletin 116, 308-321.

Kaplan, M.R., Coronato, A., Hulton, N.R.J., Rabassa, J.O., Stone, J.O., Kubik, P.W., 2007. Cosmogenic nuclide measurements in southernmost South America and implications for landscape change. Geomorphology 87, 284-301.

Kaplan, M.R., Hein, A.S., Hubbard, A., Lax, S.M., 2009. Can glacial erosion limit the extent of glaciation? Geomorphology 103, 172-179.

Kaplan, M.R., Strelin, J.A., Schaefer, J.M., Denton, G.H., Finkel, R.C., Schwartz, R., Putnam, A.E., Vandergoes, M.J., Goehring, B.M., Travis, S.G., 2011. In-situ cosmogenic 10Be production rate at Lago Argentino, Patagonia: implications for late-glacial climate chronology. Earth and Planetary Science Letters 309, 21-32.

Karkanas, P., Goldberg, P., 2010. Phosphatic features. In Stoops, G., Marcelino, V., Mees, F. (ed.), Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths. Elsevier, Amsterdam, 521-541.

Kilian, R., Baeza, O., Breuer, S., Rios, F., Arz, H., Lamy, F., Wirtz, J., Baque, D., Korf, P., Kremer, K., Ríos, C., Mutschke, E., Simon, M., De Pol-Holz, R., Arevalo, M., Wörner, G., Schneider, C., Casassa, G., 2013. Late Glacial and Holocene Paleogeographical and Paleoecological Evolution of the Seno Skyring and Otway Fjord Systems in the Magellan Region. Anales del Instituto de la Patagonia 41(2), 5-26.

Kilian, R., Hohner, M., Beister, H., Wallrabe-Adams, H.J., Stern, C.R., 2003. Holocene peat and lake sediment tephra record from the southernmost Chilean Andes (53–55°S). Revista Geológica de Chile 30, 23-37.

Klimchouk, A., 2004. Caves. In: Gunn, J. (ed.), Encyclopedia of Cave and Karst Science. Fitzroy Dearborn, New York, 417-421.

Koch, P.L., Barnosky, A.D., 2006. Late Quaternary Extinctions: State of the Debate. Annual Review of Ecology, Evolution, and Systematics 37, 215-250.

Kogure, T., Sueyoshi, R., Ohira, H., Sampei, Y., Shin, K.-S., Abe, Y., 2022. Formation processes of tafoni on pyroclastic rock surfaces with hydrothermal alteration on the Isotake coast, Shimane, Japan. Geomorphology 398, 108050.

Kor, P.S.G., Shaw, J., Sharpe, D.R., 1991. Erosion of bedrock by subglacial meltwater, Georgian Bay, Ontario: a regional view. Canadian Journal of Earth Sciences 28, 623-642.

Koster, E.A., Dijkmans, J.W.A., 1988. Niveo-aeolian deposits and denivation forms, with special reference to the Great Kobuk Sand Dunes, northwestern Alaska. Earth Surface Processes and Landforms13, 153-170.

Labarca, E.R., Prieto, I.A., 2009. Osteometria de Vicugna vicugna Molina, 1782 en el Pleistoceno final de Patagonia meridional chilena: implicancias paleoecologicas y biogeograficas. Revista del Museo de Antropología 2, 127-140.

Lahaye, C., Guérin, G., Fontugne, M., Lahaye, C., Pino, M., Daltrini Felice, G., Guidon, N., Hoeltz, S., Lourdeau, A., Pagli, M., Pessis, A.M., Viana, S., Costa, A., Douville, E., 2015. New insights into a late-Pleistocene human occupation in America: The Vale da Pedra Furada complete chronological study. Quaternary Geochronology 30(B), 445-451.

Lambeck, K., Rouby, H., Purcell, A., Sun, Y., Sambridge, M., 2014. Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America 111(43), 15296-15303.

Lane, C.S., Cullen, V.L., White, D., Bramham-Law, C.W.F., Smith, V.C., 2014. Cryptotephra as a dating and correlation tool in archaeology. Journal of Archaeological Science 42, 42-50.

Lanos, P., Dufresne, P., 2019. ChronoModel Version 2.0 User Manual, 84 p.

Lanos, P., Philippe, A., 2015. Hierarchical Bayesian Modeling for Combining Dates in Archaeological Context, 17 p.

Legoupil, D., Bertran, P., 2006. L'abri de Pedro Cárdenas et l'abri de Cerro Castillo. Rapport de Mission 2006. CNRS, Paris, 41 p.

Lehmann-Nitsche, R., 1904. Nuevos objetos de industria humana encontrados en la caverna Eberhardt en Última Esperanza. Revista del Museo de La Plata XI, 56-69.

Lenaerts, J.T.M., Van Den Broeke, M.R., Van Wessem, J.M., Van De Berg, W.J., Van Meijgaard, E., Van Ulft, L.H., Schaefer, M., 2014. Extreme precipitation and climate gradients in Patagonia

revealed by high resolution regional atmospheric climate modeling. Journal of Climatology 27(12), 4607-4621.

Lerma, J. L., Navarro, S., Cabrelles, M., Villaverde, V., 2010. Terrestrial laser scanning and close range photogrammetry for 3-D archaeological documentation: The Upper Palaeolithic Cave of Parpallo as a case study. Journal of Archaeological Science, 37, 499-507.

Lesnek, A.J., Briner, J.P., Lindqvist, C., Baichtal, J.F., Heaton, T.H., 2018. Deglaciation of the Pacific coastal corridor directly preceded the human colonization of the Americas. Science Advances 4, eaar5040.

Limpitlaw, U.G., 2010. Ingestion of Earth materials for health by humans and animals. International Geology Review 52(7-8), 726-744.

Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack o f 57 globally distributed benthic δ18O records. Paleoceanography 20, PA1003.

Loke, M.H., 2000. Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies. A practical guide to 2-D and 3-D surveys. 67 p.

Long, A., Martin, P.C., 1974. Death of american ground sloths. Science 186, 638-640.

Lönnberg, E., 1899. On some remains of "Neomylodon listaï" Ameghino brought home by the Swedish expedition to Tierra del Fuego 1896. In: Nordenskjöld, O. (ed.), Wissenschaftliche Ergebnisse der Schwedischen Expedition nach den Magellansländern 1895-1897. Band II: Zoologie. P.A. Norstedt & Söner, Stockholm, 149-170.

Lopes, R.P., Frank, H.T., Buchmann, F.S.C., Caron, F., 2017. Megaichnus igen. nov.: Giant Paleoburrows Attributed to Extinct Cenozoic Mammals from South America. Ichnos 24(2), 133-145.

Love, L.G., Vanguestaine, M., 1973. Polyframboidal pyrite of the Rechelinval pyrite beds (Belgian Ardennes). Annales de la Société Géologique de Belgique 96, 347-360.

Lowe, D.J., 2011. Tephrochronology and its application: a review. Quaternary Geochronology 6, 107-153.

Lundberg, J., McFarlane, D.A., 2006. Speleogenesis of the Mount Elgon elephant caves, Kenya. In: Harmon, R.S., Wicks, C. (ed.), Perspectives on karst geomorphology, hydrology, and geochemistry—A tribute volume to Derek C. Ford and William B. White. Geological Society of America, Special Paper 404, 51-63.

Lundquist, C.A., Varnedoe, W.W., 2006. Salt ingestion caves. International Journal of Speleology 35(1), 13-18.

Lyell, C., 1840. Principles of Geology: or, the modern changes of the Earth and its inhabitants, considered as illustrative of Geology, Volume I. 6th edition. John Murray, London, 442 p.

Lyons, S.K., Smith, F.K., Brown, J.H., 2004. Of mice, mastodons and men: human-mediated extinctions on four continents. Evolutionary Ecology Research, 6, 339-358.

Macphail, R., Goldberg, P., 2010. Archaeological materials. In Stoops, G., Marcelino, V., Mees, F. (ed.), Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths. Elsevier, Amsterdam, 589-622.

Maire, R., Tourte, B., Jaillet, S., Despain, J., Lans, B., Brehier, F., Fage, L.-H., Morel, L., Pouilly, M., Datry, T., Massault, M., Genty, D., Wainer, K., Ridoux, V., Dabin, W., Pernette, J.-F., Agüero Faridoni, M., Manneschi, M.-J., team of Ultima Patagonia Expeditions, 2009. Geomorphic and archeological features of coastal caves in Madre de Dios Archipelago (Patagonia, Chile). In: White, W.B. (ed.), 15th International Congress of Speleology, Proceedings, Volume 1. Symposia Part 1. Kerrville, Texas, United States of America, July 19–26, 2009. International Union of Speleology, 516-521.

Major, J., 2023. Subaerial volcaniclastic deposits – influences of initiation mechanisms and transport behaviour on characteristics and distributions. In: Di Capua, A., De Rosa, R., Kereszturi, G., Le Pera, E., Rosi, M., Watt, S.F.L. (ed.), Volcanic Processes in the Sedimentary Record: When Volcanoes Meet the Environment. Geological Society of London, Special Publication 520, 29-100.

Mansilla, C.A., McCulloch, R.D., Morello, F., 2016. Palaeoenvironmental change in Southern Patagonia during the Late glacial and Holocene: implications for forest refugia and climate reconstructions. Palaeageography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 447, 1-11.

Mansilla, C.A., McCulloch, R.D., Morello, F., 2018. The vulnerability of the Nothofagus forest-steppe ecotone to climate change: palaeoecological evidence from Tierra del Fuego (53°S). Palaegeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 508, 59-70.

Markgraf, V., 1985. Late Pleistocene faunal extinctions in southern Patagonia. Science 288, 1110-1112.

Markgraf, V., Huber, U.M., 2010. Late and postglacial vegetation and fire history in Southern Patagonia and Tierra del Fuego. Palaeageography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 297, 351-366.

Martel, P., 1744. An account of a journey to the Glacieres in Savoy. In: Martel, P. (ed.), An account of the Glacieres or Ice Alps in Savoy. London, 13-28.

Martin, F., Todisco, D., Rodet, J., San Román, M., Morello, F., Prevosti, F., Stern, C., Borrero, L.A., 2015. Nuevas excavaciones en Cueva del Medio. Procesos de formación de la cueva y avances en los estudios de interacción entre cazadores recolectores y fauna extinta (Pleistoceno final, Patagonia meridional). Magallania 43, 165-189.

Martin, F.M., 2013. Tafonomía y paleoecología de la Transición Pleistoceno-Holoceno en Fuego-Patagonia. Interacción entre humanos y carnívoros y su importancia como agentes en la formación del registro fósil. Ediciones de la Universidad de Magallanes, Punta Arenas, 406 p.

Martin, F.M., 2022. Cueva Fell Reinterpreted. Chungara Revista de Antropología Chilena 54(3), 535-556.

Martin, F.M., Borrero, L.A., 2017. Climate change, availability of territory, and late Pleistocene human exploration of Última Esperanza, south Chile. Quaternary International 428, 86-95.

Martin, F.M., San Román, M., Morello, F., Todisco, D., Prevosti, F.J., Borrero, L.A., 2013. Land of the ground sloths: recent research at Cueva Chica, Última Esperanza, Chile. Quaternary International 305, 56-66.

Martini, J., 1987. Les phénomènes karstiques des quartzites d'Afrique du Sud. Karstologia 9, 45-52.

Martini, J., 2004. Silicate Karst. In: Gunn, J. (ed.), Encyclopedia of Cave and Karst Science. Fitzroy Dearborn, New York, 1385-1393.

Martinic, M., 1996. La Cueva del Milodón: historia de los hallazgos y otros sucesos. Relación de los estudios realizados a lo largo de un siglo (1895-1995). Anales del Instituto de la Patagonia, Serie Ciencias Humanas 24, 43-80.

Maslin, M.A., Ridgewell, A., 2005. Mid-pleistocene Revolution and the Eccentricity Myth. Geological Society of London, Special Publication 247, 19-34.

Mason, E.B., 1950. Lost-One Mylodon. Fantastic Novels Magazine, July, 108-120.

Massone, M., 1982. Nuevas investigaciones sobre el arte rupestre de Patagonia meridional chilena. Anales del Instituto de la Patagonia 13, 73-94.

Matsukura, Y., Matsuoka, N., 1991. Rates of tafoni weathering on uplifted shore platforms in Nojima-Zaki, Boso Peninsula, Japan. Earth Surface Processes and Landforms 16(1), 51-56.

Matthews, J.A., Dawson, A.G., Shakesby, R.A., 1986. Lake shoreline development, frost weathering and rock platform erosion in an alpine periglacial environment, Jotunheimen, southern Norway. Boreas 15(1), 33-50.

McCulloch, R.D., Bentley, M.J., 1998. Late glaciation ice advances in the Strait of Magellan, southern Patagonia. Quaternary Science Reviews 17, 775-787.

McCulloch, R.D., Bentley, M.J., Purves, R.S., Sugden, D.E., Clapperton, C.M., 2000. Climatic inferences from glacial and palaeoecological evidence at the last glacial termination, southern South America. Journal of Quaternary Science 15, 409-417.

McCulloch, R.D., Blaikie, J., Jacob, B., Mansilla, C.A., Morello, F., De Pol-Holz, R., San Román, M., Tisdall, E., Torres, J., 2020. Late glacial and Holocene climate variability, southernmost Patagonia. Quaternary Science Reviews 229, 106131.

McCulloch, R.D., Fogwill, C.J., Sugden, D.E., Bentley, M.J., Kubik, P.E., 2005. Chronology of the last glaciation in the central Strait of Magellan and Bahia Indtil, southernmost South America. Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography 87, 289-312.

McCulloch, R.D., Mansilla, C.A., Martin, F., Borrero, L., Staff, R.A., Tisdall, E.W., 2021. The nature and timing of landscape change at Cerro Benítez, Última Esperanza, southern Patagonia (52°S): New insights into the history of megafaunal extinctions and human occupation. Quaternary International 601, 116-129.

McCulloch, R.D., Mansilla, C.A., Morello, F., De Pol-Holz, R., San Román, M., Tisdall, E., Torres, J., 2019. Late glacial and Holocene landscape change and rapid climate and coastal impacts in the Canal Beagle, southernmost Patagonia. Journal of Quaternary Science 34(8), 674-684.

McGreevy, J.P., 1985. A preliminary scanning electron microscope study of honeycomb weathering of sandstone in a coastal environment. Earth Surface Processes and Landforms 10(5), 509-518.

McKee, E., Weir, G.W., 1953. Terminology for Stratification and Cross-Stratification in Sedimentary Rocks. Geological Society of America Bulletin 64, 381-390.

Meltzer, D.J., 2020. Overkill, glacial history, and the extinction of North America's Ice Age megafauna. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America 117(46), 28555-28563.

Membres du projet Greenland Ice-core, 1993. Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core. Nature 364, 203-207.

Membres du Projet North Greenland Ice Core, 2004. High resolution climate record of the northern hemisphere reaching into the last interglacial period. Nature 431, 147-151.

Membres du Projet WAIS Divide, 2015. Precise interpolar phasing of abrupt climate change during the last ice age. Nature 520, 661-665.

Mercante, V., 1911. Florentino Ameghino: Su vida y sus obras. Archivos de Pedagogía y Ciencias Afines 9(26), 93-132.

Mercer, J.H., 1976. Glacial history of Southernmost South America. Quaternary Research 6, 125-166.

Mercer, J.H., Fleck, R.J., Mankinen, E.A. Sander, W., 1975. Southern Patagonia: glacial events between 4 MY and 1 MY ago. In: Suggate, R.P., Cresswell, M.M. (ed.), 'Quaternary Studies. Royal Society New Zealand Bulletin 13, 223-230.

Miskovsky, J.-C. (ed.), 2002. Géologie de la Préhistoire, méthodes, techniques, applications. Association pour l'étude de l'environnement géologique de la Préhistoire, Paris, 1519 p.

Monjeau, J.A., Araujo, B., Abramson G., Kuperman M.N., Laguna, M.F., Lanata, J.L., 2017. The controversy space on Quaternary megafaunal extinctions. Quaternary International 431(B), 194-204.

Moore, D.M., 1978. Post-glacial vegetation in the South patagonian territory of the giant ground sloth Mylodon. Botanical Journal of the Linnean Society 77, 177-202.

Moreno, F.P., 1897. Apuntes preliminares sobre una excursión al Neuquén, Río Negro, Chubut y Santa Cruz. Revista del Museo de La Plata 8(2), 200-371.

Moreno, F.P., 1899. Explorations in Patagonia.The Geographical Journal 14(3), 241-269.

Moreno, F.P., Smith Woodward, A., 1899. On a Portion of Mammalian Skin, named Neomylodon listai, from a Cavern near Consuelo Cove, Last Hope Inlet, Patagonia. Proceedings of the general meeting for scientific business of the zoological Society of London, 144-156.

Moreno, P.I., François, J.P., Villa-Martıínez, R.P., Moy, C.M., 2009a. Millennial-scale variability in Southern Hemisphere westerly wind activity over the last 5000 years in SW Patagonia. Quaternary Science Reviews 28, 25-38.

Moreno, P.I., Kaplan, M.R., François, J.P., Villa-Martínez, R., Moy, C.M., Stern, C.R., Kubik, P.W., 2009b. Renewed glacial activity during the Antarctic cold reversal and persistence of cold conditions until 11.5 ka in southwestern Patagonia. Geology 37, 375-378.

Moreno, P.I., Villa-Martínez, R., Cárdenas, M.L., Sagredo, E.A., 2012. Deglacial changes of the southern margin of the southern westerly winds revealed by terrestrial records from SW Patagonia (52°S). Quaternary Science Reviews 41, 1-21.

Mothé, D., Avilla, L.S., Araújo-Júnior, H.I., Rotti, A., Prous, A., Azevedo, S.A.K., 2020. An artifact embedded in an extinct proboscidean sheds new light on human-megafaunal interactions in the Quaternary of South America. Quaternary Science Reviews 229, 106125.

Mottershead, D.N., 1994. Spatial variations in intensity of alveolar weathering of a dated sandstone structure in a coastal environment, Weston-super-Mare, U.K. In: Robinson, D.A., Williams, R.B.G. (ed.), Rock Weathering and Landform Evolution. Wiley, Chichester, 151-174.

Muller, V.A.P., Calderón, M., Fosdick, J.C., Ghiglione, M.C., Cury, L.F., Massonne, H.-J., Fanning, C.M., Warren, C.J., Ramírez de Arellano, C., Sternai, P., 2021. The closure of the Rocas Verdes Basin and early tectono-metamorphic evolution of the Magallanes Fold-and-Thrust Belt, southern Patagonian Andes (52–54°S). Tectonophysics 798, 228686.

Munro-Stasiuk, M.J., Heyman, J., Harbor, J., 2013. Erosional features. In: Shroder, J., Giardino, R., Harbor, J. (ed.), Treatise on Geomorphology, Volume 8: Glacial and Periglacial Geomorphology. Academic Press, San Diego, 83-99.

Mustoe, G.E., 1982. The origin of honeycomb weathering: Geological Society of America Bulletin 93, 108-115.

Mylroie, J.E., 2019. Coastal caves. In: White, W.B., Culver, D.C., Pipan, T. (ed.), Encyclopedia of Caves. 3rd edition. Elsevier, 301-307.

Nami, H.G., 1985-1986. Excavación arqueológica y hallazgo de una punta cola de pescado Fell 1 en la cueva del Medio. Anales del Instituto de la Patagonia, Serie Ciencias Sociales 16, 103-109.

Nami, H.G., 1987. Cueva del Medio: perspectivas arqueológicas para la Patagonia Austral. Anales del Instituto de la Patagonia, Serie Ciencias Sociales 17, 73-106.

Nami, H.G., 1989-1990. Avances en las investigaciones arqueológicas en el área del Cerro Benítez (Última Esperanza, Magallanes), Anales del Instituto de la Patagonia, Serie Ciencias Sociales 18, 125-132.

Nami, H.G., 1992. Resumen de las actividades y nuevos datos obtenidos en la quinta campaña de investigaciones arqueológicas en Última Esperanza, Chile. Palimpsesto 2, 123-132.

Nami, H.G., 1994a. Reseña sobre los avances de la arqueología finipleistocénica del extremo sur de Sudamérica. Chungara 26, 145-63.

Nami, H.G., 1994b. Paleoindio, cazadores-recolectores y tecnología lítica en el extremo sur de Sudamérica continental. In: Lanata, J.L., Borrero, L.A. (ed.), Arqueología de Cazadores-Recolectores. Límites, Casos y Aperturas. Arqueología contemporánea 5, Edición Especial, 89-103.

Nami, H.G., Heusser, C.J., 2015. Cueva del Medio: A Paleoindian Site and Its Environmental Setting in Southern South America. Archaeological Discovery 3, 62-71.

Nami, H.G., Menegaz, A.N., 1991. Cueva del Medio: aportes para el conocimiento de la diversidad faunística hacia el Pleistoceno–Holoceno en Patagonia Austral. Anales del Instituto de la Patagonia, Serie Ciencias Sociales 20, 117-132.

Nami, H.G., Nakamura, T., 1995. Cronología radiocarbonica con AMS sobre muestras de huesos procedentes del sitio Cueva del Medio (Última Esperanza, Chile). Anales del Instituto de la Patagonia, Serie Ciencias Humanas 32, 125-133.

Naranjo, J.,A., Stern, C.R., 1998. Holocene explosive activity of Hudson Volcano, southern Andes. Bulletin of Volcanology 59, 291-306.

Nehme, C., Todisco, D., Breitenbach, S.F.M., Couchoud, I., Marchegiano, M., Peral, M., Vonhof, H., Hellstrom, J., Tjallingii, R., Claeys, P., Borrero, L., Martin, F., 2023. Holocene hydroclimate variability along the Southern Patagonian margin (Chile) reconstructed from Cueva Chica speleothems. Global and Planetary Change 222, 104050.

Nordenskjöld, E., 1996. Observaciones y relevamientos en cuevas de Ultima Esperanza en Patagonia occidental. Anales del Instituto de la Patagonia, Serie Ciencias Humanas 24, 99-124. Translated from: Nordenskjöld, E., 1900. Lakttagelser ach fynd, grottor vid Última Esperanza i sydustra Patagonien. Kongliga Svenska Vetenskaps-Akademiens Handlingar 33(3), 1-24.

Nordenskjöld, O., 1898. Über die Posttertiären, Ablagerungen der Magellansländer nebst einer Kurzen Übersicht ihrer tertiären Gebilde. In: Nordenskjöld, O. (ed.), Wissenschaftliche Ergebnisse der Schwedischen Expedition nach den Magellansländern 1895-1897. Band I: Geologie, Geographie und Anthropologie. P.A. Norstedt & Söner, Stockholm, 13-76.

Norwick, S.A., Dexter, L.R., 2002. Rates of development of tafoni in the Moenkopi and Kaibab formations in Meteor Crater and on the Colorado Plateau, northeastern Arizona. Earth Surface Processes and Landforms 27, 11-26.

Nuhfer, E. B., Dalles, M.P., 2004. A guidebook to the geology of Lake Superior’s Apostle Islands National Lakeshore and nearby areas of the Bayfield Peninsula of Wisconsin. Revised edition. Eastern National, Fort Washington, 141 p.

Núñez, L., Varela, J., Casamiquela, R., Schiappacasse, V., Niemeyer, H.,Villagrán, C., 1994. Cuenca de Taguatagua en Chile: el ambiente del Pleistoceno superior y ocupaciones humanas. Revista Chilena de Historia Natural 67, 503-519.

Overstreet, D.F., 2005. Late-glacial ice-marginal adaptation in southeastern Wisconsin. In: Bonnichsen, R., Lepper, B.T., Stanford, D., Waters, M.R. (ed.), Paleoamerican Origins: Beyond Clovis. Texas A&M University Press, 183-195.

Paillard, D., 2010. Climate and the orbital parameters of the Earth. Comptes Rendus Geoscience 342, 273-285.

Pansani, T.R., Pobiner, B., Gueriau, P., Thoury, M., Tafforeau, P., Baranger, E., Vialou, A.V., Vialou, D., McSparron, C., de Castro, M.C., Dantas, M.A.T., Bertrand, L., Pacheco, M.L.A., 2023. Evidence of artefacts made of giant sloth bones in central Brazil around the last glacial maximum. Proceedings of the Royal Society B 290, 20230316.

Paradise, T.R., 2013. Tafoni and other rock basins. In: Shroder, J., Pope, G.A., (ed.), Treatise on Geomorphology, Volume 4: Weathering and Soils Geomorphology. Academic Press, San Diego, 111-126.

Pardiñas, U.F.J., Borrero, L., Martin, F.M., Massone, M., Fernández, F.J., 2021. Fossil rodents in Mylodon Cave as indicators of late Pleistocene–Holocene environmental evolution in southern Chile. Quaternary Research 105, 218-234.

Parenti, F., 2023. Pedra Furada: A reappraisal of its artifacts, structures and stratigraphy. L'anthropologie 127, 103138.

Pecharsky, V.K., Zavalij, P.Y., 2009. Fundamentals of powder diffraction and structural characterization of materials. 2nd edition. Springer, New York, 741 p.

Pedro, J.B., Bostock, H.C., Bitz, C.M., He, F., Vandergoes, M.J., Steig, E.J., Chase, B.M., Krause, C.E., Rasmussen, S.O., Markle, B.R., Cortese, G., 2016. The spatial extent and dynamics of the Antarctic Cold Reversal. Nature Geoscience 9, 51-55.

Penck, A., Brückner, E., 1909. Die Alpen im Eiszeitalter, In Drei Bänden. Ch. Herm. Tauchnitz, Leipzig, 1199 p.

Pérez, L.M., Toledo, N., Vizcaíno, S.F., Bargo, M.S., 2018. Los restos tegumentarios de perezosos terrestres (Xenarthra, Folivora) de Ultima Esperanza (Chile). Cronología de los reportes, origen y ubicuación actual. Publicación Electrónica de la Asociación Paleontológica Argentina 18(1), 1-21.

Pérez-Balarezo, A., Ramos, M.P., 2021. Les peuplements antérieurs à 20 000 ans en Amériques : un guide pour les non-américanistes. Bulletin de la Société préhistorique française 118(4), 741-769.

Petit, J.R., Basile, I., Raynaud, D., Lorius, C., Jouzel, J., Stievenard, M., Lipenkov, V.Y., Barkov, N.I., Kudryashov, B.B., Davis, M., Saltzmank, E., Kotlyakov, V.M., 1997. Four climate cycles in Vostok ice core. Nature 387, 359-360.

Peulvast, J.-P., Vanney, J.-R., 2001. Géomorphologie structurale. Terre, corps planétaires solides, Tome 1 : Relief et structure. Gordon and Breach Science Publishers, 505 p.

Philippi, R.A., 1900. Contribución a la Osteolojía del Grypotherium Domesticum Roth i un nuevo delfín. Imprenta Cervantes, Santiago de Chile, 12 p.

Pierrot-Deseilligny, M., Cléry, I., 2011. Évolutions récentes en photogrammétrie et modélisation 3D par photo des milieux naturels. Collection EDYTEM, Cahiers de géographie 12, 51-66.

Plaza Santibanáñez, V., 1981. El regreso del Milodón. Chumanguito 1, 5-20.

Poch, R.M., Artieda, O., Herrero, J., Lebedeva-Verba, M., 2010. Gypsic features. In: Stoops, G., Marcelino, V., Mees, F. (ed.), Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths. Elsevier, Amsterdam, 195-216.

Politis, G.G., Messineo, P.G., Stafford Jr., T.J., Lindsey, E.L., 2019. Campo Laborde: A Late Pleistocene giant ground sloth kill and butchering site in the Pampas. Science Advances 5, eaau4546.

Potter, B.A., Reuther, J.D., Holliday, V.T., Holmes, C.E., Miller, D.S., Schmuck, N., 2017. Early colonization of Beringia and Northern North America: Chronology, routes, and adaptive strategies. Quaternary International 444, 36-55.

Prado, J.L., Martinez-Maza, C., Alberdi, M.T., 2015. Megafauna extinction in South America: A new chronology for the Argentine Pampas. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 425, 41-49.

Prates, L., Perez, S.I., 2021. Late Pleistocene South American megafaunal extinctions associated with rise of Fishtail points and human population. Nature Communications 12, 2175.

Prichard, H.H., 1902. Through the heart of Patagonia. D. Appleton and Company, New York, 300 p.

Prieto, A., 1991. Cazadores tempranos y tardios en Cueva del Lago Sofía 1. Anales del Instituto de la Patagonia, Serie Ciencias Sociales 20, 75-99.

Prieto, A., 2013. Presentación. In: Prieto, A. (ed.), Cueva del Milodón. Publicaciones desde 1899 a 1996. Ediciones de la Universidad de Magallanes, 5-7.

Prieto, A., Labarca, R., Sierpe, V., 2010. New evidence of the sabertooth cat Smilodon (Carnivora: Machairodontinae) in the late Pleistocene of southern Chilean Patagonia. Revista Chilena de Historia Natural 83, 299-307.

Proffitt, T., Luncz, L.V., Falótico, T., Ottoni, E.B., de la Torre, I., Haslam, M., 2016. Wild monkeys flake stone tools. Nature 539, 85-88.

Prous, A., 1977. Annette Laming-Emperaire (1917-1977). Arquivos do Museu de História Natural II, 3.

Quensel, P., 1910. On the influence of the ice age on the continental watershed of Patagonia. Bulletin of The Geological Institution of the University of Upsala IX, 60-92.

Rabassa, J., Late Cenozoic Glaciations in Patagonia and Tierra del Fuego. 2008. In: Rabassa, J. (ed.), The Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego. Developments in Quaternary Sciences 11, 151-204.

Rabassa, J., Ponce, J.F., 2013. The Heinrich and Dansgaard-Oeschger climatic events during Marine Isotopic Stage 3: Searching for appropriate times for human colonization of the Americas. Quaternary International 299, 94-105.

Ramos, V., Riccardi, A., Rolleri, E., 2004. Límites naturales del norte de la Patagonia. Revista de la Asociación Geológica Argentina 59(4), 785-786.

Ramos, V.A., Ghiglione, M.C., 2008. Tectonic Evolution of the Patagonian Andes. In: Rabassa, J. (ed.), The Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego. Developments in Quaternary Sciences 11, 57-71.

Rasmussen, M., Anzick, S.L., Waters, M.R., Skoglund, P., DeGiorgio, M., Stafford Jr., T.W., Rasmussen, S., Moltke, I., Albrechtsen, A., Doyle, S.M., Poznik, G.D., Gudmundsdottir, V., Yadav, R., Malaspinas, A.S., White V, S.S., Allentoft, M.E., Cornejo, O.E., Tambets, K., Eriksson, A., Heintzman, P.D., Karmin, M., Korneliussen, T.S., Meltzer, D.J., Pierre, T.L., Stenderup, J., Saag, L., Warmuth, V., Lopes, M.C., Malhi, R.S., Brunak, S., Sicheritz-Ponten, T., Barnes, I., Collins, M., Orlando, L., Balloux, F., Manica, A., Gupta, R., Metspalu, M., Bustamante, C.D., Jakobsson, M., Nielsen, R., Willerslev, E., 2014. The genome of a late Pleistocene human from a Clovis burial site in western Montana. Nature 506, 225-229.

Raynaud, D., Barnola, J-M., Chappellaz, J., Blunier, T., Indermühle, A., Stauffer, B., 2000. The ice record of greenhouse gases: a view in the context of future changes. Quaternary Science Reviews 19(1-5), 9-17.

Redmond, B.G., McDonald, H.G., Greenfield, H.J., Burr, M.L., 2012. New evidence for Late Pleistocene human exploitation of Jefferson's Ground Sloth (Megalonyx jeffersonii) from northern Ohio. World Archaeology 44(1), 75-101.

Reynolds, J.M., 2011. An Introduction to Applied and Environmental Geophysics. 2nd edition. Wiley-Blackwell, New York, 710 p.

Riccardi, A.C., 2011. El desarrollo de la paleontología de invertebrados en el Museo de La Plata. Revista de la Asociación Geológica Argentina 68, 380-390.

Richardson, K., Carling, P.A., 2005. A Typology of Sculpted Forms in Open Bedrock Channels. Geological Society of America, Special Paper 392, 108 p.

Richter, D., Grün, R., Joannes-Boyau, R., Steele, T.E., Amani, F., Rué, M., Fernandes, P., Raynal, J.-P., Geraads, D., Ben-Ncer, A., Hublin, J.-J., McPherron, S. P., 2017. The age of the hominin fossils from Jebel Irhoud, Morocco, and the origins of the Middle Stone Age. Nature 546, 293-296.

Ritsema, C.J., Groenenberg, J.E., 1993. Pyrite Oxidation, Carbonate Weathering, and Gypsum Formation in a Drained Potential Acid Sulfate Soil. Soil Science Society of America Journal 57, 968-976.

Rivera, H.A., Le Roux, J.P., Farías, M., Gutiérrez, N.M., Sánchez, A., Palma-Heldt, S., 2020. Tectonic controls on the Maastrichtian-Danian transgression in the Magallanes-Austral foreland basin (Chile): Implications for the growth of the Southern Patagonian Andes. Sedimentary Geology 403, 105645.

Rodriguez-Navarro, C., Doehne, E., Sebastian, E., 1999. Origins of honeycomb weathering: The role of salts and wind. Geological Society of America Bulletin 111, 8, 1250-1255.

Romans, B.W., Fildani, A., Hubbard, S.M., Covault, J.A., Fosdick, J.C., Graham, S.A., 2011. Evolution of deep-water stratigraphic architecture, Magallanes Basin, Chile. Marine and Petroleum Geology 28, 612-628.

Roth, S., 1904. Nuevos restos de mamíferos de la caverna Eberhardt en Última Esperanza. Revista del Museo de La Plata XI, 39-69.

Rubin, P.A., 1991. Emerged sea caves and coastal features as evidence of glacio-isostatic rebound, Mount Desert Island, Maine. In: Kastning, E.H, Kastning K.M., (ed.), Appalachian Karst: Proceedings of the Appalachian Karst Symposium, Radford, 75-84.

Sagredo, E.A., Moreno, P.I., Villa-Martinez, R., Kaplan, M.R., Kubik, P.W., Stern, C.R., 2011. Fluctuations of the Última Esperanza ice lobe (52°S), Chilean Patagonia, during the last glacial maximum and termination. Geomorphology 125, 92-108.

Salmi, M., 1955. Additional information on the findings in the Mylodon Cave at Última Esperanza. Acta Geographica, Societas Geographica Fenniae 14, 314-333.

Sawlowicz, Z., 2000. Framboids: From their origin to application. Prace Mineralogiczne 88, 80 p.

Saxon, E.C., 1979. Natural prehistory: the archaeology of Fuego Patagonian ecology. Quaternaria XXI, 329-356.

Saxon, E.C., 1976. La prehistoria de Fuego-Patagonia: colonización de un hábitat marginal. Anales del Instituto de la Patagonia 7, 63-73.

Schnepfleitner, H., Sass, O., Fruhmann, S., Viles, H., Goudie, A., 2016. A multi-method investigation of temperature, moisture and salt dynamics in tafoni (Tafraute, Morocco). Earth Surface Processes and Landforms 41, 473-485.

Scott, K.M., 1966. Sedimentology and dispersal pattern of a Cretaceous flysch sequence, Patagonian Andes, southern Chile. Association of American Petroleum Geologists Bulletin 50, 72-107.

Sedov, S., Stoops, G., Shoba, S., 2010. Regoliths and soils on volcanic ash. In: Stoops, G., Marcelino, V., Mees, F. (ed.), Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths. Elsevier, Amsterdam, 275-303.

Shakesby, R.A., Matthews, J.A., 1987. Frost weathering and rock platform erosion on periglacial lake shorelines: a test of a hypothesis. Norsk Geologisk Tidsskrift 67, 197-203.

Siame, L.L., Braucher, R., Bourlès, D., 2000. Les nucléides cosmogéniques produits in-situ : de nouveaux outils en géomorphologie quantitative. Bulletin de la Société géologique de France 171(4), 383-396.

Sierpe, V., Prieto, A., Huidobro, C., Stern, C.R., 2009. Excavaciones arqueológicas en el sitio ‘Alero Quemado’ (Última Esperanza, Magallanes, Chile). Magallania 37(2), 177-189.

Singer, B, Ackert, R.P. and Guillou, H., 2004. 40Ar/39Ar and K/Ar chronology of Pleistocene glaciations in Patagonia. Geological Society America Bulletin 116, 434-450.

Sjöberg, R., 1988. Coastal caves indicating preglacial morphology in Norway. Cave Science 15(3), 99-103.

Skottsberg, C., 1911. The Wilds of Patagonia. Edward Arnold, London, 336 p.

Solari, M., Le Roux, J., Hervé, F., Airo, A., Calderón, M., 2012. Evolution of the Great Tehuelche Paleolake in the Torres del Paine National Park of Chilean Patagonia during the Last Glacial Maximum and Holocene. Andean Geology 39, 1-21.

Springer, G.S., 2019. Clastic sediments in caves. In: White, W.B., Culver, D.C., Pipan, T. (ed.), Encyclopedia of Caves. 3rd edition. Elsevier, 277-284.

Steele, J., Politis, G., 2009. AMS 14C dating of early human occupation of southern South America. Journal of Archaeological Science 36, 419-429.

Stern, C.R., 1992. Tephrochronology of Magallanes: new data and implications. Anales del Instituto de la Patagonia 21, 129-139.

Stern, C.R., 2008. Holocene tephrochronology record of large explosive eruptions in the southernmost Patagonia Andes. Bulletin of Volcanology 70, 435-454.

Stern, C.R., Kilian, R., 1996. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone. Contributions to Mineralogy and Petrology 123, 263-281.

Stern, C.R., Moreno, P.I., Villa-Martinez, R., Sagredo, E.A., Prieto, A., Labarca, R., 2011. Evolution of ice-dammed proglacial lakes in Última Esperanza, Chile: implications from the late-glacial R1 eruption of Reclús volcano, Andean Austral Volcanic Zone. Andean Geology 38(1), 82-97.

Stoops, G., 2010. Micromorphology as a Tool in Soil and Regolith Studies. In Stoops, G., Marcelino, V., Mees, F. (ed.), Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths. Elsevier, Amsterdam, 1-13.

Straus, L.G., 2000. Solutrean settlement of North America? A review of reality. American Antiquity 65, 219-226.

Sugden, D., Bentley, M., Fogwill, C., Hulton, N.R.J., McCulloch, R.D., Purves, R.S., 2005. Late-glacial glacier events in Southernmost South America: a blend of ‘‘northern’’ and ‘‘southern’’ hemispheric climatic signals? Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography 87(2), 273-288.

Sunamura, T., 1996. A physical model for the rate of tafoni development. The Journal of Geology 104, 741-748.

Surovell, T.A., Waguespack, N.M., 2008. How many elephant kills are 14? Clovis mammoth and mastodon kills in context. Quaternary International 191, 82-97.

Sweeney, R.E., Kaplan, I.R., 1973. Pyrite Framboid Formation: Laboratory Synthesis and Marine Sediments. Economic Geology 68, 618-634.

Takahashi, K., 1975. Differential erosion originating washboard-like relief on wave-cut bench at Aoshima Island, Kyushu, Japan. Geographical Review of Japan 48, 43-62.

Takahashi, K., Suzuki, T., Matsukura, Y., 1994. Erosion rates of a sandstone used for a masonry bridge pier in the coastal spray zone. In: Robinson, D.A., Williams, R.B.G. (ed.), Rock Weathering and Landform Evolution. Wiley, Chichester, 175-192.

Texier, J.-P., 2009. Histoire géologique de sites préhistoriques classiques du Périgord : une vision actualisée. Comité des travaux historiques et scientifiques, 193 p.

Thorndycraft, V. R., Bendle, J. M., Benito, G., Davies, B. J., Sancho, C., Palmer, A. P., Fabel, D., Medialdea, A., Martin, J. R. V, 2019. Glacial lake evolution and Atlantic-Pacific drainage reversals during deglaciation of the Patagonian Ice Sheet. Quaternary Science Reviews 203, 102-127.

Todisco, D., Rodet, J., Nehme, C., Martin, F., Borrero, L. A., 2018. Les cavités du Cerro Benitez (Patagonie, Chili). Hypothèses génétiques glacio-karstiques. Karstologia 67, 31-42.

Ton-That, T., Singer, B., Mörner, N.A., Rabassa, J., 1999. Datación por el método 40Ar/39Ar de lavas basálticas y geología del Cenozoico Superior en la región del Lago Buenos Aires, provincia de Santa Cruz, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 54(4), 333-352.

Tonni, E.P., Carlini, A.A., 2008. Neogene Vertebrates from Argentine Patagonia: Their Relationship with the Most Significant Climatic Changes. In: Rabassa, J. (ed.), Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego. Developments in Quaternary Sciences 11, 269-283.

Tonni, E.P., Carlini, A.A., Scillato Yané, G.J., Figini, A.J., 2003. Cronología radiocarbónica y condiciones climáticas en la cueva del Milodón (sur de Chile) durante el Pleistoceno Tardío. Ameghiniana 40, 609-615.

Tournouër, A., 1900. Sur le Neomylodon et le Hyimché des Indiens Tehuelches. Bulletin du Muséum d'Histoire Naturelle 6, 343-344.

Tournouër, A., 1901. Sur le Neomylodon et l'animal mystérieu de la Patagonie. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris 132, 96-97.

Trenhaile, A.S., 2015. Coastal notches: Their morphology, formation, and function. Earth-Science Reviews 150, 285-304.

Tricart, J., 1977. Précis de Géomorphologie, Tome II : Géomorphologie dynamique générale. Société d'édition d'enseignement supérieur, Paris, 345 p.

Tricart, J., Cailleux, A., 1962. Traité de Géomorphologie, Tome III : Le modelé glacaire et nival. Société d'édition d'enseignement supérieur, Paris, 508 p.

Trombotto, D., 2002. Inventory of fossil cryogenic forms and structures in Patagonia and the mountains of Argentina beyond the Andes. South African Journal of Science 98, 171-180.

Trombotto, D., 2008. Geocryology of southern south America. In: Rabassa, J. (ed.), Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego. Developments in Quaternary Sciences 11, 255-268.

Twidale, C.R., Lageat, Y., 1994. Climatic geomorphology: a critic. Progress in Physical Geography 18(3), 319-334.

van de Meer, J.J.M., Menzies, J., 2011. The micromorphology of unconsolidated sediments. Sedimentary Geology 238, 213-232.

van Geel, B., van Leeuwen, J.F.N., Noorena, K., Mol, D., den Ouden, N., van der Knaap, P.W.O., Seersholm, F.V., Rey-Iglesia, A., Lorenzen, E.D., 2022. Diet and environment of Mylodon darwinii based on pollen of a Late-Glacial coprolite from the Mylodon Cave in southern Chile. Review of Palaeobotany and Palynology 296, 104549.

Van Vliet-Lanoë, B., 1987. Dynamique périglaciaire actuelle et passée. Apport de l'étude micromorphologique et de l'expérimentation. Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire 3, 113-132.

Van Vliet-Lanoë, B., 1995. Solifluxion et transferts illuviaux dans les formations périglaciaires litées. État de la question. Géomorphologie : relief, processus, environnement 2, 85-113.

Venetz, I., 1833. Mémoire sur les variations de la température dans les Alpes de la Suisse. Mémoires de la Société helvétique des Sciences naturelles I(2), 1-28.

Vera, B., Fornasiero, M., Favero, L., 2015. The Egidio Feruglio's collection in the Museum of Geology and Palaeontology of the University of Padova: its importance to the knowledge of Cenozoic Mammals from South America. Museologia scientifica, Nuova Serie 9, 35-44.

Verdet, C., Sirieix, C., Marache, A., Riss, J., Portais, J.-C., 2020. Detection of undercover karst features by geophysics (ERT) Lascaux cave hill. Geomorphology 360, 107177.

Veres, D., Bazin, L., Landais, A., Toyé Mahamadou Kele, H., Lemieux-Dudon, B., Parrenin, F., Martinerie, P., Blayo, E., Blunier, T., Capron, E., Chappellaz, J.A., Rasmussen, S.O., Severi, M., Svensson, A.M., Vinther, B.M., Wolff, E.W., 2013. The Antarctic ice core chronology (AICC2012): an optimized multi-parameter and multi-site dating approach for the last 120 thousand years. Climate of the Past 9(4), 1733-1748.

Verhoeven, G.J., 2017. Mesh Is More—Using All Geometric Dimensions for the Archaeological Analysis and Interpretative Mapping of 3D Surfaces. Journal of Archaeological Method and Theory 24, 999-1033.

Villavicencio, N.A., Martin, F.M., Borrero, L.A., Barnosky, A.D., 2016. Combination of humans, climate, and vegetation change triggered Late Quaternary megafauna extinction in the Ultima Esperanza region, southern Patagonia, Chile. Ecography 39, 125-140.

Vizcaíno, S.F., Zárate, M., Bargo, M.S., Dondas, A., 2001. Pleistocene burrows in the Mar del Plata area (Argentina) and their probable builders. Acta Palaeontologica Polonica 46(2), 289-301.

Vrydaghs, L., Devos, Y., Peto, A., 2017. Opal phytoliths. In: Nicosia, C., Stoops, G. (ed.) Archaeological Soil and Sediment Micromorphology. John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, 155-163.

Walker, M., Johnsen, S., Rasmussen, S.O., Popp, T., Steffensen, J.-P., Gibrard, P., Hoek, W., Lowe, J., Andrews, J., Björck, S., Cwynar, L.C., Hughen, K., Kersahw, P., Kromer, B., Litt, T., Lowe, D.J., Nakagawa, T., Newnham, R., Schwander, J., 2009. Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the

Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records. Journal of Quaternary Science 24(1), 3-17.

Wallace, A.R., 1876. The Geographical Distribution of Animals, Volume I. Harper & Brothers, New York, 503 p.

Waters, M.R., 2019. Late Pleistocene exploration and settlement of the Americas by modern humans. Science 365, eaat5447.

Waters, M.R., Keene, J.L., Forman, S.L., Prewitt, E.R., Carlson, D.L., Wiederhold, J.E., 2018. Pre-Clovis projectile points at the Debra L. Friedkin site, Texas—Implications for the Late Pleistocene peopling of the Americas. Science Advances 4(10), eaat4505.

Waters, M.R., Stafford Jr., T.W., Carlson, D.L., 2020. The age of Clovis-13,050 to 12,750 cal yr B.P. Science Advances 6(43), eaaz0455.

Waters, M.R., Stafford Jr., T.W., Kooyman, B., Hills, L.V., 2015. Late Pleistocene horse and camel hunting at the southern margin of the ice-free corridor: Reassessing the age of Wally's Beach, Canada. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America 112(14), 4263-4267.

Waters, M.R., Stafford Jr., T.W., McDonald, H.G., Gustafson, C., Rasmussen, M., Cappellini, E., Olsen, J.V., Szklarczyk, D., Jensen, L.J., Gilbert, M.T.P., Willerslev, E., 2011. Pre-Clovis Mastodon Hunting 13,800 Years Ago at the Manis Site, Washington. Science 334, 351-353.

Wegmann Hansenn, O., 1984. El cementario de los milodones. Sociedad de Escritores de Magallanes, Punta Arenas, 181 p.

Wellman, R.W., 1972. Origen de la Cueva del Mylodon en Última Esperanza. Anales del Instituto de la Patagonia 3(1-2), 97-101.

Wentworth, C.K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. The Journal of Geology 30, 377-392.

White, W.B., 2019. Gypsum flowers and related speleothems. In: White, W.B., Culver, D.C., Pipan, T. (ed.), Encyclopedia of Caves. 3rd edition. Elsevier, 496-502.

Willeit, M., Ganopolski, A., Calov, R., Brovkin, V., 2019. Mid-Pleistocene transition in glacial cycles explained by declining CO2 and regolith removal. Science Advances 5, eaav7337.

Williams, T.J., Collins, M.B., Rodrigues, K., Rink, W.J., Velchoff, N., Keen-Zebert, A., Gilmer, A., Frederick, C.D., Ayala, S.J., Prewitt, E.R., 2018. Evidence of an early projectile point technology in North America at the Gault Site, Texas, USA. Science Advances 4(7), eaar5954.

Wilson, L., 2011. The rôle of geoarchaeology in extending our perspective. In: Wilson, L. (ed.), Human Interactions with the Geosphere: The Geoarchaeological Perspective. Geological Society of London, Special Publication 352, 1-9.

Winn, R.D., Dott Jr., R.H., 1977. Large-scale traction produced structures in deep-water fan-channel conglomerates in southern Chile. Geology 5, 41-44.

Wolfe, S.A., Huntley, D.J., Ollerhead, J., 2004. Relict late Wisconsinan dune fields of the northern Great Plains, Canada. Géographie Physique et Quaternaire 58, 323-336.

Wray, R., 1997. Quartzite dissolution: karst or pseudokarst? Cave and Karst Science 24(28), 1-86.

Wray, R.A., Sauro, F., 2017. An updated global review of solutional weathering processes and forms in quartz sandstones and quartzites. Earth-Science Reviews 171, 520-557.

Wroe, S., Field, J.H., Archer, M., Grayson, D.K., Priced, G.J., Louys, J., Faith, J.T., Webb, G.E., Davidson, I., Mooney, S.D., 2013. Climate change frames debate over the extinction of megafauna in Sahul (Pleistocene Australia-New Guinea). Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America 110(22), 8777-8781.

Žák, K., Onac, B., Kadebskaya, O., Filippi, M., Dublyansky, Y., Luetscher, M., 2018. Cryogenic Mineral Formation in Caves. In: Perşoiu, A., Lauritzen, S.-E. (ed.), Ice Caves. Elsevier, 123-162.

Table des Figures

Figure 1.1. La Cueva del Milodón, en Última Esperanza. A : carte indiquant l'emplacement du fjord d'Última Esperanza. B : le Cerro Benítez (au premier plan) et le Cerro Mocho, situé à l'extrémité sud de la cordillère Manuel Señoret, tels qu'ils se présentent au visiteur depuis le fjord d'Última Esperanza. C : entrée de la Cueva del Milodón, telle qu'elle se présente au visiteur émergeant de la forêt de Nothofagus. D : entrée du Monumento Natural Cueva del Milodón.....14

Figure 1.2. Les découvertes d'Eberhard. A : photographie de l'intérieur de la Cueva del Milodón. Eberhard est assis à gauche de la stalagmite (Martinic, 1996). B : fragment de peau de Mylodon exhumé par Eberhard en 1895, aujourd'hui conservé au Muséum d'Histoire Naturelle de Londres (Moreno et Smith Woodward, 1899). À gauche : face externe, couverte d'un pelage crème. À droite : face interne, couverte d'ostéodermes.....15

Figure 1.3. Portraits de quelques acteurs remarquables de la recherche archéologique et paléontologique au Cerro Benítez du dix-neuvième siècle à 1954. De gauche à droite : Florentino Ameghino, 1854-1911 (Mercante, 1911). Sa théorie du Neomylodon listai en fait le principal artisan de la notoriété de la Cueva del Milodón au tournant du siècle ; Erland Nordenskjöld, 1877-1932 (Archives nationales de Suède). Cet archéologue suédois, neveu de l'explorateur polaire et géologue Otto Nordenskjöld, fouille les trois grottes principales du Cerro Benítez en 1899 ; Rudolf Hauthal, 1854-1928 (Riccardi, 2011). Ce paléontologue allemand fouille la Cueva del Milodón et la Cueva del Medio en 1899 pour le compte du Musée de La Plata ; Joseph Emperaire, 1912-1958 (de Beauchêne, 1959). Cet archéologue français effectue plusieurs missions en Patagonie de 1945 à sa mort en 1958 ; Annette Laming-Emperaire, 1917-1977 (Prous, 1977), archéologue française et épouse du précédent. Les époux Emperaire fouillent la Cueva del Milodón en 1953.....16

Figure 1.4. La figure du Mylodon à Puerto Natales. A : statue monumentale réalisée par l'artiste chilien Harold Krüsell Johansen. B : panneaux de signalisation au bord du fjord d'Última Esperanza. C : panneau publicitaire d'une agence de location d'équipement de randonnée. D : peinture murale réalisée par l'artiste chilien Angelino Soto Cea. E : panneau publicitaire d'une agence touristique. F : journal local.....17

Figure 1.5. La figure du Mylodon dans la littérature fantastique. A : illustration de la nouvelle Lost-One Mylodon (Mason, 1950) relatant la capture d'un spécimen vivant de paresseux géant. B : extrait de la bande dessinée El regresso del Milodón (Plaza Santibáñez, 1981) parue dans le journal Chumanguito. C : illustration du roman El Cementerio de los Milodones (Wegmann Hansen, 1984). 18

Figure 1.6. Représentation schématique de l'articulation entre les objets d'étude et les méthodes d'analyses mises en œuvre pour les besoins de notre étude.....20

Figure 1.7. Représentation schématique de l'organisation des Chapitres 3 à 5 de ce manuscrit mettant en évidence les relations intriquées unissant les questions aux méthodes, à l'objet d'étude et à l'échelle spatiale.....22

Figure 2.1. Carte de la Patagonie. LGC-BA : Lago General Carrera-Buenos Aires ; LOH-SM : Lago O'Higgins-San Martín ; LV : Lago Viedma ; LA : Lago Argentino ; NPIF : champ de glace nord de Patagonie ; SPIF : champ de glace sud de Patagonie ; CDIF : champ de glace de la cordillère Darwin.....25

Figure 2.2. Carte de la Patagonie tirée du manuscrit de Pigafetta conservé à la Bilbiothèque nationale de France, daté du seizième siècle. Le nord est en bas. Le détroit de Magellan y est encore désigné sous le nom de détroit de Patagonie.....26

Figure 2.3. Caractéristiques géologiques de la Patagonie. A : carte structurale indiquant l'emplacement de la dorsale du Chili, de la fosse du Pérou-Chili, de la cordillère des Andes et de son bassin d'avant-pays (Horton et Folguera, 2022). B : carte géologique de la Patagonie au sud de 48°S de latitude, indiquant l'emplacement du batholithe et de la ceinture plissée des Andes patagonnes, ainsi que du bassin d'avant-pays de Magallanes (Riviera et al., 2020).....27

Figure 2.4. Caractéristiques climatiques de la Patagonie. A : carte de l'hémisphère sud indiquant l'emplacement de la ceinture de vents d'ouest de l'hémisphère sud. STF : front subtropical ; SWW : vents d'ouest du sud ; SAF : front subantarctique ; PF : front polaire. B : carte des précipitations moyennes annuelles en cm.a-1. Modifié d'après Davies et al. (2020).....29

Figure 2.5. Végétation de la Patagonie. A : carte de la végétation et des précipitations moyennes annuelles au sud de 49°S de latitude (Moreno et al., 2009a). B : forêt déciduale de Nothofagus, Torres del Paine. C : steppe herbacée et nandous, champ de lave de Pali Aike.....30

Figure 2.6. Glaciers patagons. A : carte indiquant l'étendue des glaciers patagons en 2011 (Davies et Glasser, 2012). a : champ de glace nord de Patagonie ; b : champ de glace sud de Patagonie ; c : Gran Campo Nevado ; d : champ de glace de la cordillère Darwin. B : vue aérienne du glacier Soler, l'un des émissaires du champ de glace nord de Patagonie. C : front vêlant du glacier Grey, l'un des émissaires du champ de glace sud de Patagonie, au contact du Lago Grey. D : glacier Balmaceda. Ce glacier isolé situé dans le fjord d'Última Esperanza atteignait encore la surface de la mer au cours de la première moitié du vingtième siècle.....31

Figure 2.7. Darwin et les blocs erratiques de la Terre de Feu. A : portrait de Charles Darwin, 1809-1882 (Darwin Museum, Downe). B : blocs erratiques initialement décrits par Darwin (1842) dans la baie de San Sebastian, en Terre de Feu (Evenson et al., 2009).....32

Figure 2.8. Premières tentatives de reconstitution des anciennes extensions glaciaires en Patagonie, au sud du Río Coig. En haut : carte de l'extension maximale de la calotte de glace patagonne levée par Nordenskjöld (1898). En bas : détail de la carte des moraines (en vert) levée par Caldenius (1932).....33

Figure 2.9. Portraits de quelques acteurs remarquables du développement de la géomorphologie glaciaire en Patagonie au dix-neuvième et au vingtième siècle. De gauche à droite : Francisco Moreno, 1852-1919 (Musée de La Plata). Ce dernier s'illustre dans l'exploration scientifique de la Patagonie à partir de 1873, et visite notamment la Cueva del Milodón en 1897 ; Otto Nordenskjöld, 1869-1928 (Archives nationales de Suède). En 1896, au cours de son expédition en Patagonie, ce dernier visite la Cueva del Milodón dont il publie la première description scientifique en 1898 ; Carl

Caldenius, 1887-1961 (Rabassa, 2008) ; Egidio Feruglio, 1897-1954 (Vera et al., 2015) ; John Mercer, 1922-1987 (Rabassa, 2008).....34

Figure 2.10. Principales cibles et applications de la datation des surfaces d'exposition par les nucléides cosmogéniques produits in situ à la chronologie des glaciations (Davies, 2022). a : blocs erratiques situés sur des crêtes morainiques. Ces derniers sont utilisés pour estimer l'âge de dépôt des moraines, donc des phases d'avancées glaciaires ; b : surfaces d'érosion du substrat rocheux sous-glaciaire. Ces dernières sont utilisées pour estimer l'âge de retrait du glacier ; c : blocs erratiques situés sur un versant. Ces derniers sont utilisés à la manière d'une jauge, pour estimer le taux d'amincissement du glacier lors de la phase de retrait ; d : galets de plaine d'inondation. Ces derniers sont utilisés pour estimer l'âge de dépôt de la nappe fluvioglaciaire ; e : blocs erratiques déposés en milieu subaquatique. Ces derniers sont utilisés pour estimer l'âge de la régression du lac proglaciaire.....36

Figure 2.11. Reconstitution de l'extension maximale de la calotte de glace patagonne lors de la dernière glaciation, vers 35 ka (Davies et al., 2020). A : emplacement des principaux lobes de glace émissaires. B : reconstitution des principales voies d'écoulement glaciaire.....38

Figure 2.12. Les soubresauts climatiques de la dernière terminaison glaciaire en Patagonie. A : évolution de la proportion de Nothofagus au sein de la fraction pollinique de la carotte de Lago Guanaco, en Última Esperanza, comparée aux fluctuations du δ18O des inlandsis groenlandais (Membres du projet Greenland Ice-core, 1993) et antarctique (Jouzel et al., 2001). Modifié d'après Moreno et al. (2009b). B : évolution de la proportion de Nothofagus, de gui (Misodendron) et d'herbacées (Poaceae, Acaena, Asteraceae) au sein de la fraction pollinique de la carotte de Lago Eberhard, en Última Esperanza (Villavicencio et al., 2016).....39

Figure 2.13. Carte indiquant l'emplacement des principaux sites ainsi que l'extension du complexe archéologique de Clovis (en orange), du complexe archéologique de Fell (en vert) et des étendues glaciaires (en blanc) entre 13,0 et 12,7 ka cal. BP (Waters, 2019).....41

Figure 2.14. Le registre archéologique d'âge pléistocène de la Cueva Lago Sofía 1 et de la Cueva del Medio. A : foyer, Cueva Lago Sofía 1 (Prieto, 1991). B : pointes de projectile à queue de poisson, Cueva del Medio (Nami et Heusser, 2015). C : pointe de projectile à queue de poisson, Cueva del Medio (Martin et al., 2015).....42

Figure 2.15. Carte indiquant l'emplacement des principaux sites antérieurs aux complexes archéologiques de Clovis et de Fell et postérieurs au dernier maximum glaciaire, ainsi que les possibles voies de dispersion empruntées par les populations humaines au cours de la dernière terminaison glaciaire (Waters et al., 2018).....45

Figure 2.16. Carte indiquant l'amplitude et la chronologie de l'extinction de la mégafaune du Pléistocène (Koch et Barnosky, 2006).....48

Figure 2.17. Reconstitution de la mégafaune de l'Última Esperanza durant la dernière terminaison glaciaire (Tonni et Carlini, 2008). a : Mylodon ; b : Lama ; c : Smilodon ; d : Panthera ; e : Arctotherium.....50

Figure 2.18. Chronologie de l’extinction de la mégafaune, de la présence humaine et des changements de végétation en Última Esperanza au cours de la dernière terminaison glaciaire (Villavicencio et al., 2016).....51

Figure 2.19. Preuves archéologiques d’exploitation de la mégafaune par l’Homme en Patagonie. A : mandibule d’Hippidion présentant des stries de boucherie, Cueva del Medio (Borrero, 2009). B : ulna de Mylodon juvénile présentant des stries de boucherie, Cueva Fell (Martin, 2022).....52

Figure 4.1. Carte géomorphologique du Cerro Benítez, modifiée d’après Girault et al. (2022), indiquant l’emplacement des cavités ayant fait l’objet de fouilles archéologiques mentionnées dans la littérature académique. a : Cueva Lago Sofía 1 ; b : Cueva Lago Sofía 4 ; c : Alero Quemado ; d : Cueva de la Ventana ; e : Cueva Escondida ; f : Alero Dos Herraduras ; g : Alero de los Bloques ; h : Alero Norte ; i : Alero de los Conglomerados ; j : Cueva del Milodón ; k : Alero de las Ovejas muertas ; l : Cueva del Medio ; m : Alero del Diablo ; n : Cueva Nordenskjöld ; o : Alero Pedro Cardenás ; p : Cueva Chica ; q : Cueva Ciro ; A : Figure 4.3A ; B : Figure 4.3B ; C : Figure 4.4.....78

Figure 4.2. Caractéristiques lithologiques de la Formation Cerro Toro. A : séquence turbiditique granodécroissante. B : lentille de grès et de mudstone interstratifiés, d’une hauteur de 12 m et d’une longueur de 60 m, affleurant sur le rivage sud du Lago Sofía.....79

Figure 4.3. Carte géomorphologique du versant sud-ouest du Cerro Benítez. A : voisinage de la Cueva del Milodón. B : voisinage de la Cueva del Medio et de la Cueva Chica.....81

Figure 4.4. Carte géomorphologique de l'extrémité est du Cerro Benítez. A : image satellite. B : interprétation géomorphologique.....82

Figure 4.5. Morphologie des affleurements rocheux de la plateforme d’érosion du Lago Consuelo. A : plateforme d’érosion lacustre, au voisinage de la Cueva del Medio. B : lignes de rivages, au voisinage de la Cueva del Milodón. C : promontoires (P) et rochers-champignons (MR), au voisinage de la Cueva Chica. D : encoche lacustre à 148 m d’altitude, au voisinage de l’Alero Norte. E : tunnel à 148 m d’altitude. F : rocher-champignon, d’un plan de stratification incliné à 30°, avec une encoche lacustre à 148 m d’altitude, au voisinage de la Cueva Chica.....83

Figure 4.6. Tafoni et alvéoles du Cerro Benítez. A : tafoni ouvert dans un bloc de conglomérat éboulé, au voisinnage de la Cueva del Milodón. B : alvéoles ouvertes dans une lentille de grès, Cueva de la Ventana.....84

Figure 4.7 (page suivante). Cavités du Cerro Benítez et de la vallée du Lago Sofía. A : Cueva Lago Sofía 1 et Cueva Lago Sofía 4. B : Alero Quemado. C : Cueva de la Ventana. D : Cueva Escondida. E : Alero de los Bloques. F : Alero Dos Herraduras. G : carte du Cerro Benítez indiquant l’emplacement des cavités et des anciennes lignes de rivages. a : Cueva Lago Sofía 1 ; b : Cueva Lago Sofía 4 ; c : Alero Quemado ; d : Cueva de la Ventana ; e : Cueva Escondida ; f : Alero Dos Herraduras ; g : Alero de los Bloques ; h : Alero Norte ; i : Alero de los Conglomerados ; j : Cueva del Milodón ; k : Alero de las Ovejas muertas ; l : Cueva del Medio ; m : Alero del Diablo ; n : Cueva Nordenskjöld ; o : Alero Pedro Cardenás ; p : Cueva Chica ; q : Cueva Ciro.....85

Figure 4.8. Cavités du Cerro Benítez. A : Alero Norte. B : Alero de los Conglomerados. C : Cueva del Milodón ; D : Alero de las Ovejas muertas. E : Cueva del Medio. F : carte du Cerro Benítez

indiquant l’emplacement des cavités et des anciennes lignes de rivages. a : Cueva Lago Sofía 1 ; b : Cueva Lago Sofía 4 ; c : Alero Quemado ; d : Cueva de la Ventana ; e : Cueva Escondida ; f : Alero Dos Herraduras ; g : Alero de los Bloques ; h : Alero Norte ; i : Alero de los Conglomerados ; j : Cueva del Milodón ; k : Alero de las Ovejas muertas ; l : Cueva del Medio ; m : Alero del Diablo ; n : Cueva Nordenskjöld ; o : Alero Pedro Cardenás ; p : Cueva Chica ; q : Cueva Ciro.....87

Figure 4.9. Cavités du Cerro Benítez. A : Alero del Diablo. B : Cueva Nordenskjöld. C : Alero Pedro Cardenás. D : Cueva Chica. E : Cueva Ciro. F : carte du Cerro Benítez indiquant l’emplacement des cavités et des anciennes lignes de rivages. a : Cueva Lago Sofía 1 ; b : Cueva Lago Sofía 4 ; c : Alero Quemado ; d : Cueva de la Ventana ; e : Cueva Escondida ; f : Alero Dos Herraduras ; g : Alero de los Bloques ; h : Alero Norte ; i : Alero de los Conglomerados ; j : Cueva del Milodón ; k : Alero de las Ovejas muertas ; l : Cueva del Medio ; m : Alero del Diablo ; n : Cueva Nordenskjöld ; o : Alero Pedro Cardenás ; p : Cueva Chica ; q : Cueva Ciro.....88

Figure 4.10. Développement et altitude de l'entrée des cavités du Cerro Benítez et de la vallée du Lago Sofía.....89

Figure 4.11. Morphologie actuelle de la Cueva del Milodón. A : paroi nord et terminus de la cavité. B : stalagmite. C : efflorescence de gypse.....90

Figure 4.12. Morphologie actuelle de la Cueva del Medio et de la Cueva Chica. A : Cueva del Medio. B : paroi est de la Cueva del Medio. C : paroi ouest de la Cueva Chica. D : terminus de la chambre est de la Cueva Chica.....92

Figure 4.13. Opérations de terrain effectuées pour les besoins de notre étude. A : acquisition d’un nuage de point lasergrammétrique à l’aide d’un scanner laser et de cibles sphériques dans la Cueva del Milodón. B : réception du drone à l’issue d’un vol destiné à photographier les versants du Cerro Benítez. C : mise en place des électrodes dans la chambre est de la Cueva Chica. D : mise en place du résistivimètre dans la Cueva Chica.....97

Figure 4.14. Étendue des nuages de points construits pour les besoins de notre étude. A : Cerro Benítez. B : Cueva del Milodón. C : Cueva del Medio. D : Cueva Chica.....99

Figure 4.15. Assemblage des nuages de points du Cerro Benítez (en bleu), des versants (en gris) et de la Cueva del Milodón (en blanc) par la méthode du best fit, à l’aide du logiciel RealWorks v11.0. 100

Figure 4.16. Assemblage des nuages de points du Cerro Benítez (en bleu), des versants (en vert) et des grottes (en rouge) par la méthode du best fit, à l’aide du logiciel RealWorks v11.0. A, C, E : photographies aériennes. B, D, F : nuages de points. A, B : Cueva del Milodón. C, D : Cueva del Medio. E, F : Cueva Chica.....101

Figure 4.17. Nettoyage et maillage du nuage de points des grottes, à l’aide du logiciel 3D Reshaper 2018. A : nettoyage par détection automatique du bruit de fond, Cueva Chica. B : nettoyage par segmentation manuelle, Cueva del Milodón. C : correction manuelle du réseau de facettes triangulaires, Cueva del Medio. D : affinage du réseau de facettes triangulaires initial de la Cueva del Milodón, avec des facettes triangulaires d’une longueur de 50, puis 10 cm.....102

Figure 4.18. Détails du modèle 3D numérique des grottes du Cerro Benítez. A, C, E : photographies. B, D, F : réseau de facettes triangulaires, d'une longueur moyenne de 10 cm. A, B : Cueva del Milodón. C, D : Cueva del Medio. E, F : Cueva Chica.....103

Figure 4.19 (page suivante). Comparaison des cartes de la Cueva del Milodón publiées de 1899 à 2018, et du MNT construit pour les besoins de notre étude. A : carte levée par Hauthal (1899). B : carte levée par Bird lors de sa visite en 1937, et publiée en 1988. Ces deux cartes aux formes et à l'échelle approximatives s'apparentent davantage à des croquis de terrain. C : carte levée par Emperaire et Laming (1954). Cette dernière marque un saut qualitatif par rapport aux précédentes. La forme des parois et la position des blocs éboulés est restituée fidèlement. D : carte schématique levée par Saxon (1979). La section longitudinale qui l'accompagne est erronée. E : carte géomorphologique levée au lasermètre par Todisco et al. (2018). D'une précision supérieure aux précédentes, cette carte souffre encore de plusieurs erreurs d'échelle. La coupe géologique transversale qui l'accompagne est erronée. F : MNT d'une résolution de 10 cm construit pour les besoins de notre étude. D'une précision et d'une fidélité inédites, ce dernier représente en outre la première carte géoréférencée de la Cueva del Milodón.....104

Figure 4.20 (page suivante). Carte géomorphologique de la Cueva del Milodón, indiquant l'emplacement des profils de résistivité électrique et des principales fouilles conduites de 1953 à 2013.....107

Figure 4.21. Carte géomorphologique de la Cueva del Medio et de la Cueva Chica, indiquant l'emplacement des profils de résistivité électrique et des principales fouilles conduites de 2011 à 2012.....109

Figure 4.22 (page suivante). Profils de résistivité électrique de la Cueva del Milodón. L'altitude et la longueur des profils sont exprimées en m.....110

Figure 4.23. Vue en perspective des profils de résistivité électrique de la Cueva del Milodón, ainsi que du modèle 3D du sol de la grotte.....112

Figure 4.24. Diagrammes de résistivité électrique de la Cueva del Medio et de la Cueva Chica. L'altitude et la longueur des profils sont exprimées en m.....113

Figure 4.25. Vue en perspective des profils de résistivité électrique de la Cueva del Medio et de la Cueva Chica, ainsi que du modèle 3D du sol des grottes.....114

Figure 4.26. Angle entre l'azimut des strates affleurantes et l'escarpement rocheux des grottes et abris-sous-roches du Cerro Benítez.....115

Figure 4.27. Coupes géologiques interprétatives de la Cueva del Milodón, construites d'après le MNT des grottes et le MNS du Cerro Benítez. A : section transversale passant par le profil Milodón 1a+b. B : section longitudinale passant par le profil Milodón 2a+b.....116

Figure 4.28. Distribution du développement des cavités du Cerro Benítez en fonction de la largeur de l'entrée, et modèle de régression linéaire des grottes.....118

Figure 4.29. Carte géomorphologique et coupes géologiques schématiques illustrant l'influence de la structure du substrat rocheux sur le développement des cavités. A : azimut des strates perpendiculaire à l'escarpement. B et C : azimut des strates parallèle à l'escarpement.....119

Figure 4.30 (page suivante). Coupes géologiques de la Cueva del Milodón illustrant l'évolution morphologique du toit du substrat rocheux au cours de la spéléogenèse glaciolacustre. 1 : retrait du lobe glaciaire d'Última Esperanza, vers 31,9 ka (Girault et al., 2022). 2 : sapement de l'escarpement paraglaciaire par le Lago Consuelo. L'abaissement graduel du niveau lacustre favorise le développement d'une plateforme d'érosion étagée à encoches. 3 : émersion de la grotte. L'abaissement du niveau lacustre en-dessous de 148 m d'altitude, vers 21,7 ka (Girault et al., 2022), porte un coup d'arrêt à l'érosion glaciolacustre, et favorise l'accumulation de sédiments dérivés de la voûte et des versants.....120

Figure 5.1. Carte géomorphologique du Cerro Benítez, modifiée d'après Girault et al. (2022), indiquant l'emplacement des cavités ayant fait l'objet de fouilles archéologiques mentionnées dans la littérature académique. a : Cueva Lago Sofía 1 ; b : Cueva Lago Sofía 4 ; c : Alero Quemado ; d : Cueva de la Ventana ; e : Cueva Escondida ; f : Alero Dos Herraduras ; g : Alero de los Bloques ; h : Alero Norte ; i : Alero de los Conglomerados ; j : Cueva del Milodón ; k : Alero de las Ovejas muertas ; l : Cueva del Medio ; m : Alero del Diablo ; n : Cueva Nordenskjöld ; o : Alero Pedro Cardenás ; p : Cueva Chica ; q : Cueva Ciro ; A : Figure 5.2A ; B : Figure 5.2B.....124

Figure 5.2 (page suivante). Carte géomorphologique du versant sud-ouest du Cerro Benítez. A : Cueva del Milodón. B : Cueva del Medio et Cueva Chica. A : Figure 5.29A ; B : Figure 4.29B ; C : Figure 4.29C ; D : Figure 4.29D.....124

Figure 5.3 (page suivante). Carte géomorphologique de la Cueva del Milodón, indiquant l'emplacement des principales fouilles conduites de 1953 à 2013.....128

Figure 5.4. Carte géomorphologique de la Cueva del Medio et de la Cueva Chica, indiquant l'emplacement des principales fouilles conduites de 2011 à 2012.....131

Figure 5.5. Carte géomorphologique de la Cueva de la Ventana, de la Cueva Escondida et de la Cueva Ciro, levée par Joël Rodet (université de Rouen) et numérisée par l'auteur, indiquant l'emplacement des principales fouilles conduites de 2015 à 2016.....133

Figure 5.6. Carte géomorphologique de l'Alero Dos Herraduras, levée par Joël Rodet (université de Rouen) et numérisée par l'auteur, indiquant l'emplacement des fouilles conduites en 2015.....134

Figure 5.7. Opérations de terrain effectuées pour les besoins de notre étude. Photographies : Dominique Todisco (université de Rouen). A : nettoyage de coupe sédimentaire à l'aide d'une brosse, Alero Pedro Cárdenas. B : prélèvement d'un bloc de sédiments à l'aide d'une boîte de Kubiena improvisée, Cueva Escondida. C : prélèvement d'un bloc de sédiments à l'aide de bandes plâtrées, Cueva del Milodón.....137

Figure 5.8. Analyse d'une ponce (MED12-E-S41) au microscope électronique à balayage. A : image produite par les électrons secondaires. B : spectre EDX.....140

Figure 5.9. Unités stratigraphiques du profil est de la Cueva del Milodón mises au jour par la fouille de 2013. A, C : photographies (Dominique Todisco, université de Rouen). B, D : interprétation stratigraphique, indiquant l'emplacement des échantillons de sédiments. S : échantillon en vrac ; M : bloc micromorphologique. Barre d'échelle : 30 cm.....143

Figure 5.10. Microphotographies de coprolithes d'herbivores. A : coprolithe de Mylodon, MIL13-E-M2b, Cueva del Milodón, LPNA. B : coprolithe de Mylodon, MIL13-E-M4, Cueva del Milodón, LPNA. C : coprolithe d'herbivore compacté et déformé par un fragment de voûte anguleux, MED12-E-M1b, Cueva del Medio, LPNA. D : coprolithe d'herbivore, CHI11-N-M1a, Cueva Chica, LPNA. E, F : sphérulites fécales et phytolithes, CHI11-N-M1b, Cueva Chica, LPNA (E) et LPA (F). 144

Figure 5.11. Microphotographies d'agrégats de gypse. A, B : agrégat de gypse et ponce de taille sableuse entourés de fragments végétaux, MIL13-E-M2b, Cueva del Milodón, LPNA. C : agrégat de gypse déformé par par un fragment de voûte anguleux, MIL13-M7a, Cueva del Milodón, LPNA. D : agrégat de gypse, CHI11-N-M6, Cueva Chica, LPNA.....145

Figure 5.12. Microphotographies de fentes de fragments de voûte remplies de microcristaux de gypse. A, B : MIL13-E-M3b, Cueva del Milodón, LPNA. C, D : MIL13-E-M6a, Cueva del Milodón, LPNA.....146

Figure 5.13. Microphotographies de coprotephras. A, B : MIL13-E-M4, Cueva del Milodón, LPNA. C, D : MIL13-E-M2a, Cueva del Milodón, LPNA. E, F : CHI11-N-M3b, Cueva Chica, LPNA....147

Figure 5.14. Unités stratigraphiques du profil sud de la Cueva del Medio mises au jour par la fouille de 2012. A : photographie (Dominique Todisco, université de Rouen). B : interprétation stratigraphique. Barre d'échelle : 50 cm.....149

Figure 5.15. Unités stratigraphiques du profil ouest de la Cueva del Medio mises au jour par la fouille de 2012. A : photographie (Dominique Todisco, université de Rouen). B : interprétation stratigraphique, indiquant l'emplacement des échantillons de sédiments. S : échantillon en vrac ; M : bloc micromorphologique.....150

Figure 5.16. Unités stratigraphiques du profil ouest de la Cueva del Medio mises au jour par la fouille de 2012. A, C, D, F : photographies (Dominique Todisco, université de Rouen). B, E, G : interprétation stratigraphique, indiquant l'emplacement des échantillons de sédiments. A, B : détail du profil sud. C : blocs de sédiments prélevés à l'aide de bandes plâtrées, profil ouest. D, E, F, G : profil est. S : échantillon en vrac ; M : bloc micromorphologique. Barre d'échelle : 50 cm.....151

Figure 5.17. Microphtographies des faciès de tephras. A, B : contact entre une lamine de limons (faciès P2) et une lamine de ponces de taille sableuse (faciès P1) marquant la limite de séquence granodécroissante, MED12-W-M2a, Cueva del Medio, LPNA (A) et LPA (B). C, D : lamine de ponces sableuses granodécroissante (faciès P1), avec une proportion croissante de cristaux volcaniques vers le toit de la séquence, ESC16-M1a, Cueva Escondida, LPNA (C) et LPA (D).…152

Figure 5.18. Microphotographies des structures de dépôt et de déformation identifiées dans les tephras. A, C : microphotographies. B, D ; interprétation stratigraphique. A, B : chenal au contact de deux lamines de limons (faciès P2), MED12-W-M1a, Cueva del Medio, LPNA. C, D : anticlinal

(figure de charge) au sein d'un banc de limons (faciès P2), MED12-W-M1a, Cueva del Medio, LPNA.....153

Figure 5.19. Unités stratigraphiques de la Cueva Chica mises au jour par la fouilles de 2011. A, C : photographies (Dominique Todisco, université de Rouen). B, D : interprétation stratigraphique, indiquant l'emplacement des échantillons de sédiments. A, B : profil nord. C, D : profil est. S : échantillon en vrac ; M : bloc micromorphologique. Barre d'échelle : 50 cm.....156

Figure 5.20. Unités stratigraphiques de la Cueva Chica mises au jour par la fouille de 2011. A, C, E : photographies (Dominique Todisco, université de Rouen). B, D, F : interprétation stratigraphique, indiquant l'emplacement des échantillons de sédiments. A, B : profil sud. C, D : profil ouest. E, F : profil nord. S : échantillon en vrac ; M : bloc micromorphologique. Barre d'échelle : 50 cm.....157

Figure 5.21. Échantillon de graviers en vrac provenant de l'unité U10 de la Cueva Chica mise au jour par la fouille de 2011. Photographies : Ingrid Bejarano Arias (université de Rouen). Ce faciès se distingue par l'absence de fraction inférieure à 2 mm (A) ainsi que par la morphologie des graviers, caractérisée par la présence d'arêtes émoussées (B).....158

Figure 5.22. Unités stratigraphiques du profil est de la Cueva de la Ventana mises au jour par la fouille de 2016. A : photographie (Dominique Todisco, université de Rouen). B : interprétation stratigraphique, indiquant l'emplacement des échantillons de sédiments. S : échantillon en vrac ; M : bloc micromorphologique. Barre d'échelle : 30 cm.....160

Figure 5.23. Unités stratigraphiques du profil ouest de la Cueva de la Ventana mises au jour par la fouille de 2016. A : photographie (Dominique Todisco, université de Rouen). B : interprétation stratigraphique, indiquant l'emplacement des échantillons de sédiments. S : échantillon en vrac ; M : bloc micromorphologique. Barre d'échelle : 30 cm.....161

Figure 5.24. Unités stratigraphiques du profil sud de la Cueva Escondida mises au jour par la fouille de 2015. A : photographie (Dominique Todisco, université de Rouen). B : interprétation stratigraphique, indiquant l'emplacement des échantillons de sédiments. S : échantillon en vrac ; M : bloc micromorphologique. Barre d'échelle : 20 cm.....163

Figure 5.25. Unités stratigraphiques du profil sud-est de l'Alero Dos Herraduras et du profil est de de l'Alero de las Ovejas Muertas.....164

Figure 5.26. Unités stratigraphiques des profils nord-ouest et nord-est de l'Alero Pedro Cárdenas. Barre d'échelle : 50 cm.....166

Figure 5.27. Unités stratigraphiques du profil sud de la Cueva Ciro mises au jour par la fouille de 2015. A : photographie (Dominique Todisco, université de Rouen). B : interprétation stratigraphique, indiquant l'emplacement des échantillons de sédiments. S : échantillon en vrac ; M : bloc micromorphologique. Barre d'échelle : 30 cm.....167

Figure 5.28. Unités stratigraphiques du profil ouest de la Cueva Ciro mises au jour par la fouille de 2015. A : photographie (Dominique Todisco, université de Rouen). B : interprétation

stratigraphique, indiquant l'emplacement des échantillons de sédiments. S : échantillon en vrac ; M : bloc micromorphologique. Barre d'échelle : 30 cm.....168

Figure 5.29 (page suivante). Carte théorique d'accumulation des flux de ruissellement des versants du Cerro Benítez. A : Cueva del Milodón. B : Cueva del Medio. C : Cueva Chica et Cueva Ciro. D : Alero Pedro Cárdenas.....172

Figure 5.30. Modèle théorique de dépôt des tephras remaniés dans les cavités du Cerro Benítez. A : absence de cône d'éboulis barrant l'entrée de la cavité. Mise en place d'un cône de déjection dont le versant interne pénètre dans la cavité. Exemples : Cueva de la Ventana, Alero Dos Herraduras, Alero de las Ovejas Muertas, Cueva Ciro. B : la cavité est barrée par un cône d'éboulis, dont la crête n'est pas abritée par la voûte. Le ruissellement s'écoule sur le versant interne du cône d'éboulis et piège les tephras à l'intérieur de la cavité. Exemples : Cueva del Medio, Cueva Escondida. C : la cavité est barrée par un cône d'éboulis dont la crête est abritée par la voûte. Le ruissellement s'écoule sur le versant externe du cône, interdisant la pénétration des tephras dans la cavité. Exemple : Cueva Chica.....174

Figure 5.31. Comparaison des teneurs en K2O et SiO2 des tephras de quatre volcans patagons (Stern et Kilian, 1996 ; Naranjo et Stern, 1998 ; Kilian et al., 2003 ; Stern, 2008 ; Mansilla et al., 2018 ; McCulloch et al., 2021) et des cavités du Cerro Benítez.....176

Figure 5.32. Carte indiquant l'emplacement des sites documentant les tephras R1 mentionnés dans la littérature académique, ainsi que l'épaisseur du dépôt primaire d'après Stern (2008). LV : Lago Viedma ; LA : Lago Argentino ; SPIF : champ de glace sud de Patagonie ; CDIF : champ de glace de la cordillère Darwin.....179

Figure 5.33. Âges a priori et a poteriori du modèle chronologique bayésien visant à contraindre l'âge de l'éruption R1. MAP : mode a posteriori ; HPI : intervalle de confiance à 95 %. Les âges 14C ont été calibrés à l'aide du calculateur en ligne Oxcal v4.4, en utilisant la courbe de calibration SHCal20 (Hogg et al., 2020).....181

Figure 5.34. Analyse d'une lame mince de mudstone provenant de la Cueva del Milodón au microscope optique (A) et au électronique à balayage (B, C, D). A : mudstone, LPNA. B : cartographie EDX. C : image d'un framboïde d'hydroxyde de fer produite par les électrons rétrodiffusés. C : spectre EDX du framboïde.....183

Figure 5.35. Coupes schématiques des remplissages sédimentaires des cavités du Cerro Benítez décrits par notre étude, indiquant les âges 14C cal. BP publiés dans la littérature académique et les hypothèses chronostratigraphiques corrélatives.....186

Figure 5.36. Représentation schématique du système sédimentaire des cavités du Cerro Benítez lors de la dernière terminaison glaciaire. Les processus d'altération et de transport impliqués dans la production et le piégeage des sédiments ne sont pas synchrones et diffère d'une cavité à l'autre.. 187

Figure 6.1. Représentation schématique de l'organisation des Chapitres 3 à 5 de ce manuscrit mettant en évidence l'apport de chaque méthode à la résolution des problèmes traités par notre étude.....190

Figure 6.2 (page suivante). Synthèse chronologique des évènements clés de la genèse et de l’évolution des cavités du Cerro Benítez. A : fluctuations climatiques d’échelle hémisphérique à globale. Variations du δ18O de l’inlandsis antarctique documentées dans la carotte EPICA Dronning Maud Land (Veres et al., 2013). B : évènements d’échelle régionale. Avancée glaciaire en aval du lobe de glace d'Última Esperanza, déglaciation du Cerro Benítez, régression et inversion du drainage lacustre, changement de la végétation, extinction de la mégafaune et éruption du Reclus. C : évènements d’échelle locale. Spéléogenèse glaciolacustre, occupation des cavités par la mégafaune puis par l’Homme et témoins sédimentaires d’un climat froid. LGM : dernier maximum glaciaire. LGT : dernière terminaison glaciaire.....193

Annexe 1

Chronologie et extension des avancées glaciaires en Última Esperanza au cours de la dernière glaciation : article publié dans la revue *Geomorphology*

Avis au lecteur

Cette annexe est composée d'un article publié en 2022 dans la revue *Geomorphology*. Ce dernier s'appuie sur les travaux antérieurs de Girault et al. (2022) et présente des données chronologiques complémentaires relatives aux avancées glaciaires antérieures au dernier maximum glaciaire global en Última Esperanza. Les Figures 1, 3 et 6 sont l'œuvre de l'auteur.

Geomorphology 414 (2022) 108381

Contents lists available at ScienceDirect

Geomorphology

journal homepage: www.journals.elsevier.com/geomorphology

Terrestrial cosmogenic ^{10}Be dating of the Última Esperanza ice lobe moraines (52°S, Patagonia) indicates the global Last Glacial Maximum (LGM) extent was half of the local LGM

Attila Çiner [a,*], Mehmet Akif Sarıkaya [a], Cengiz Yıldırım [a], Igor Girault [b], Dominique Todisco [b], Fabiana Martin [c], Luis Borrero [d], Derek Fabel [e]

[a] Eurasia Institute of Earth Sciences, Istanbul Technical University, Maslak, 34469 Istanbul, Turkey
[b] Département de Géographie, Université de Rouen, CNRS: UMR, 6266, France
[c] Centro de Estudios del Hombre Austral, Instituto de la Patagonia, Universidad Magallanes, Chile
[d] Instituto Multidisciplinario de Historia y Ciencias Humanas, CONICET, Universidad de Buenos Aires, Argentina
[e] Scottish Universities Environmental Research Centre, East Kilbride, Glasgow, United Kingdom

ARTICLE INFO

Keywords:
Aníbal Pinto moraine
Última Esperanza ice lobe
Patagonia
Cosmogenic surface exposure dating
Glacial asynchronicity

ABSTRACT

Whether glaciers in the southern hemisphere were asynchronous to those in the north during the global Last Glacial Maximum (gLGM; 26.5–19 ka) is still debated. In Patagonia (South America), numerous ice lobes attained their maximum extents during diverse episodes of the last glacial cycle. To understand the variations in the gLGM vs local LGM record, we studied the Lago Aníbal Pinto area (52°00′ S, 72°40′ E; Chile), where several moraine belts were deposited by one of the eastward-flowing southern Patagonian Ice Sheet (PIS) outlet ice lobes; the Última Esperanza. We report eight ^{10}Be terrestrial cosmogenic nuclides (TCN) surface ages from granitic moraine boulders. Our weighted average age obtained from the southern part of the Río Turbio moraine belt yields 50.7 ± 2.4 ka (oldest boulder age; 53.8 ± 5.3 ka) and confirms the greatest extent of the local Last Glacial Maximum (lLGM) during Marine Isotope Stage 3 (MIS 3) in the previously dated northern moraines from the same belt. Our ^{10}Be TCN age (32.6 ± 2.2 ka) derived from the Dos Lagunas moraine, which makes up the northernmost margin of the Última Esperanza ice lobe's Arauco advance, also validates the MIS 3 timing. Following the formation of Arauco moraines, the Última Esperanza ice lobe was split into three main tributaries in the south, which formed three restricted and previously undated moraine complexes. We dated one of them, the Aníbal Pinto moraine complex. Whereas the highest moraine yielded the oldest age (28.3 ± 2.2 ka), lower moraine's surface that was later truncated as a lacustrine erosional platform, yielded younger boulder ages (weighted average age = 18.9 ± 1.0 ka; oldest boulder age = 19.0 ± 1.5 ka), indicating they were deposited under the Pinto Lake level. Our new age data allow us to propose a new chronology for the Aníbal Pinto moraine complex and consolidate previously published ages from other moraine belts. We attribute the Aníbal Pinto moraine complex to early gLGM (MIS 2), emphasising that the gLGM was half the extent of lLGM in the Última Esperanza ice lobe that underpins its interhemispheric asynchronous character.

1. Introduction

Whether the northern and southern hemisphere mountain glaciers and ice sheets reached their maximum extents asynchronously or synchronously during the global Last Glacial Maximum (gLGM; 26.5–19 ka; Mix et al., 2001; Clark et al., 2009; Hughes et al., 2013) is still debated (e.g., Broecker, 1997; Mercer, 1984; Denton et al., 1999, 2021; Fink et al., 2006; Sutherland et al., 2007; McCarthy et al., 2008; Schaefer et al., 2015). Variations exist in climate fluctuations globally, and data might be diachronous, synchronous, or asynchronous, creating difficulties in global correlations (Hughes et al., 2013).

In South America, Patagonian glaciers constituted an uninterrupted ice sheet during the Last Glaciation, *c.* 2000 km long between 37°S and 56°S, known as the Patagonian Ice Sheet (PIS) (Caldenius, 1932; Clapperton, 1993; Rabassa, 2008; Rabassa and Coronato, 2009; Rabassa et al., 2022). Absolute dating of glacial deposits over the two last

* Corresponding author.
E-mail address: cinert@itu.edu.tr (A. Çiner).

https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2022.108381
Received 9 March 2022; Received in revised form 22 July 2022; Accepted 23 July 2022
Available online 28 July 2022
0169-555X/© 2022 Elsevier B.V. All rights reserved.

decades indicate that the PIS reached the local Last Glacial Maximum (lLGM) before the global Last Glacial Maximum (gLGM) (Evenson et al., 2009; Darvill et al., 2015a, 2017; Davies et al., 2020; García et al., 2018, 2021; Girault et al., 2022; Gómez et al., 2022). To understand the reasons behind these interhemispheric differences and their forcing mechanisms, we need to acquire more numerical age data to refine the timing of glacial advances. With the increasing use of terrestrial cosmogenic nuclides (TCN) exposure dating methods, terminal and lateral moraines have become primary targets in measuring the maximum ice extents and inferring the coldest periods of particular regions during the last glacial.

Here, we present eight ^{10}Be TCN surface exposure ages from moraines deposited by one of the eastward-flowing southern PIS's outlet glaciers, the Última Esperanza ice lobe. The new surface exposure ages from the outer moraine belts indicate that the Última Esperanza ice lobe reached its maximal extent during the early to mid Marine Isotope Stage 3 (MIS 3) advances. Additionally, we define the limit of the gLGM moraines of the Última Esperanza ice lobe in its southern sector at the Lago Aníbal Pinto area. Finally, we compare our data with neighbouring ice lobes to understand the gLGM vs lLGM record.

2. Regional setting

Our study is focused on the Lago Aníbal Pinto area (52°00′ S, 72°40′ E; Chile), located on the eastern side of the Patagonian Andes, which is today composed of three ice fields covering *c.* 19.000 km^2 (Davies and Glasser, 2012), namely the northern Patagonian Ice Field (46.5°S to 47.5°S), the southern Patagonian Ice Field (48.5°S to 51.5°S), and the Cordillera Darwin Ice Field (54.5°S to 55.0°S) (Fig. 1).

In southern Patagonia, the western outlet glaciers reached the Pacific Ocean via fjords, while their eastern counterparts terminated on land. On its maximum extent the PIS covered an area of *c.* 500.000 km^2 and constituted 66 main outlet ice lobes, 52 of which flowed eastward (Hulton et al., 2002; Glasser et al., 2008; Davies et al., 2020). A recent study by Yan et al. (2022) used a 1-km resolution ice sheet model to distinguish the climatic conditions of Patagonian glaciers during the gLGM. The results indicate an ice sheet *c.* 387.000 km^2 practically covering the totality of Patagonian Andes, with a drop in annual mean temperature and precipitation by *c.* 4.7 °C and 12 %, respectively. Another study by Retamal-Ramírez et al. (2022) presented an ensemble of numerical simulations of the PIS during the gLGM. Their results indicate a regional drop in air temperatures of 7 to 12 °C and an increase

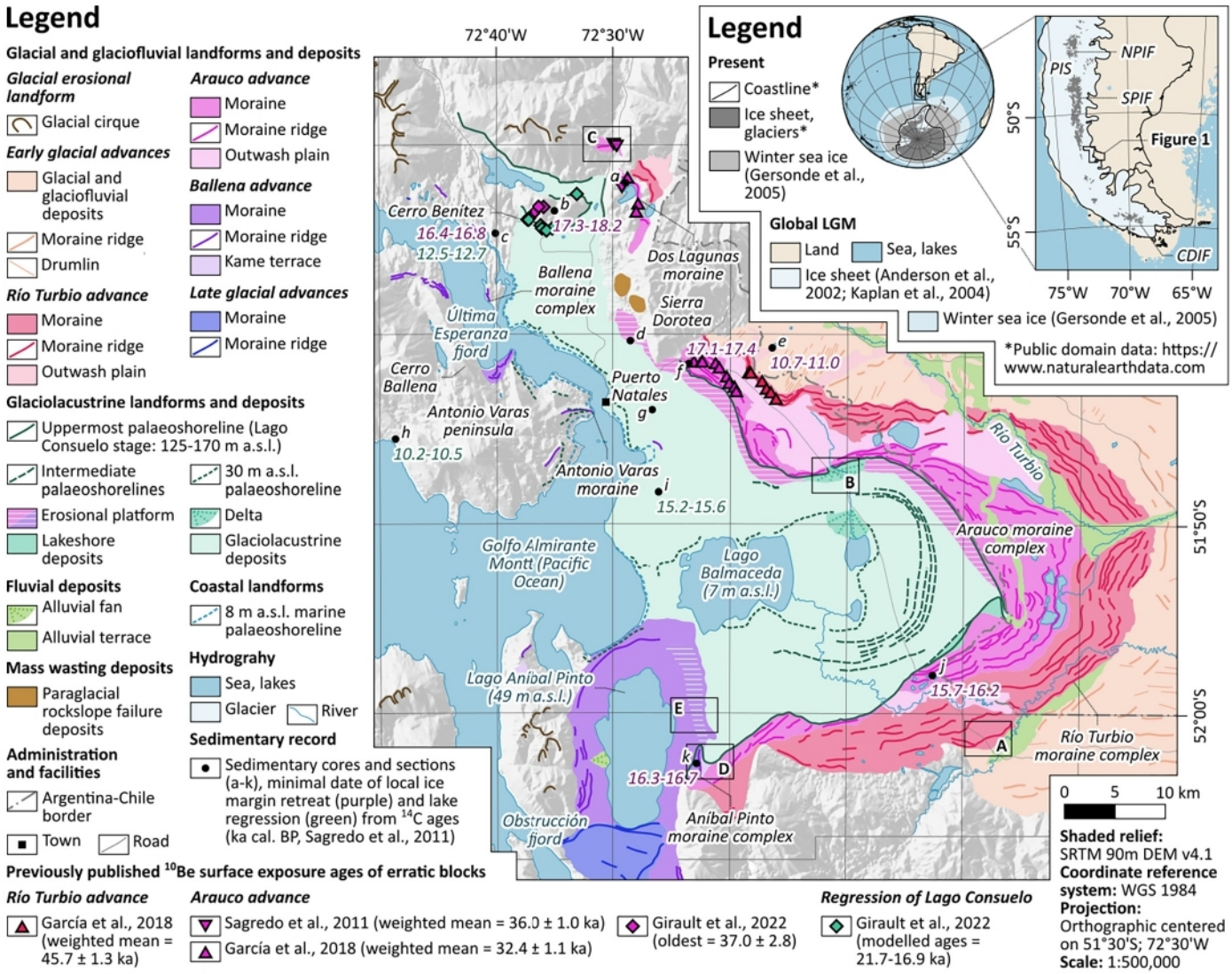


Fig. 1. Study area: Insert map shows the Patagonian Ice Sheet (PIS) extent during the gLGM and present (NPIF: Northern Patagonian Ice Field. SPIF: Southern Patagonian Ice Field. CDIF: Cordillera Darwin Ice Field). The main map shows the geomorphology of the Última Esperanza ice lobe moraine complexes modified from Sagredo et al. (2011), García et al. (2014, 2018) and Girault et al. (2022). Sagredo et al. (2011) cores and sections: a: Lago Dorotea pit; b: Vega Benítez pit; c: Eberhard pit; Dorotea pits section; e: Dumestre section; f: Pantano Dumestre pit; g: Lago Pintito pit (^{14}C ages are shown as coloured numbers in ka).

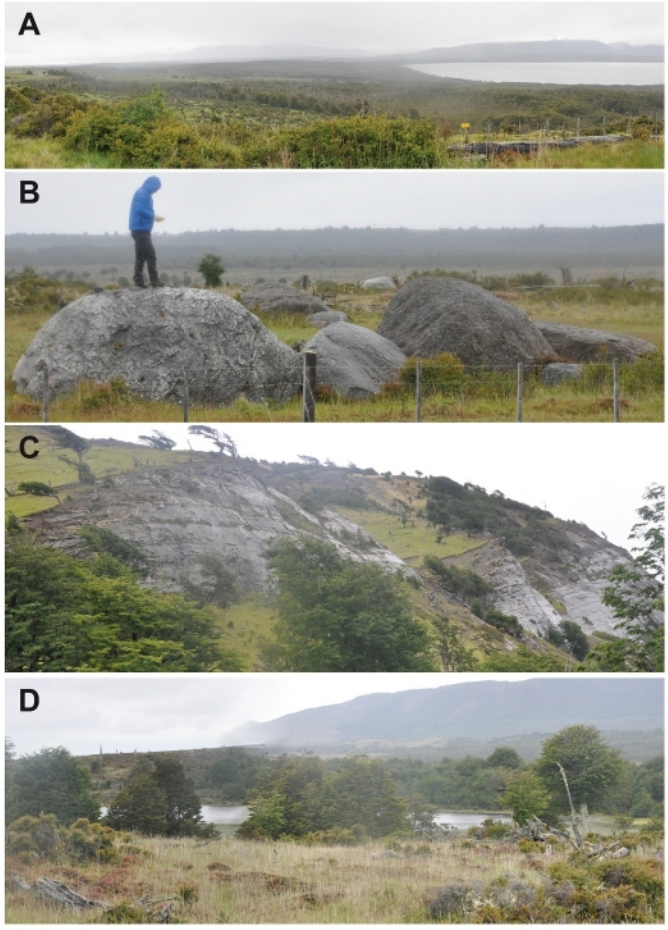


Fig. 2. Photographs showing the setting of the Aníbal Pinto area: A) Aníbal Pinto Lake view towards the southwest. B) Boulder trains on flattened Aníbal Pinto moraine surface. C); Glacially sculpted bedrock flank. D) Lago Pintito (named and cored by Sagredo et al., 2011), a small lake developed after the ice retreat in between moraine ridges.

in precipitation of 400 to 1500 mm/year along the PIS' western sectors.

The PIS glacial chronology has been extensively studied because it contains numerous well-preserved and accessible erratic boulders, moraine belts, and glaciolacustrine deposits (e.g. Glasser et al., 2008; Kaplan et al., 2007, 2008; Moreno et al., 2015; Hein et al., 2010, 2011, 2017; Harrison and Glasser, 2011; Boex et al., 2013; Jomelli et al., 2014; Sagredo et al., 2011; Mendelova et al., 2017; García et al., 2021). In the northern PIS, relatively thin, steep, narrow, and short mountain glaciers developed, whereas the southern PIS glaciation style was mountain ice sheets composed of thicker and more extensive ice (García, 2012). The southern PIS was the most glaciated part of the Andes Mountains and constituted a plateau with elevations ranging from 800 to 2000 m above sea level (a.s.l.), with peaks above 3000 m a.s.l. in a few places.

The precipitation and temperature regime of Patagonia is affected by the west-east topographic profile of the Andes (Carrasco et al., 2002). High precipitations (7 m/yr on the coast and 10 m/yr on the icefield; DGA, 1987) and reduced temperatures (Garreaud, 2007) are brought by westerly winds sourced from the Antarctic Polar Front Zone. During the winter, the winds are weaker in a southwesterly direction and become stronger in a north-northwesterly direction during summer. The rain shadow of the Andes causes a rapid decrease in precipitation to below 400 mm/yr in eastern Patagonia (Ibarzabal y Donangelo et al., 1996). The temperatures also vary between coastal stations, influenced by the Pacific Ocean, and the inland stations, influenced by the continentality effect. Generally, stations situated on the eastern side of the PIS display more significant seasonal oscillations with warmer (colder) temperatures during the summer (winter) than the western stations, sustaining the growth of the PIS.

2.1. The Última Esperanza ice lobe glacial advances

The Última Esperanza ice lobe developed from the coalescence of at least seven tributary glaciers during the last glaciation and extended from the Andes to the east (Coronato et al., 2004; Coronato and Rabassa, 2011; Sagredo et al., 2011; García et al., 2018). Moraines and erratic boulders together with kame terraces, outwash and glaciolacustrine sediments constitute the essential glacial deposits of the Última Esperanza ice lobe.

Below, we briefly provide the understanding of the Última Esperanza ice lobe deposits, using detailed mapping and previously established ^{10}Be TCN exposure (Sagredo et al., 2011; García et al., 2018; Girault et al., 2022) and ^{14}C (Sagredo et al., 2011) geochronologies from moraine complexes, erratic boulders, and sediment cores, respectively (Supplementary Table 1).

2.1.1. Río Turbio moraine complex

Sagredo et al. (2011) identified two extensive, crescent-shaped moraine complexes in the eastern sector of the Última Esperanza. The outermost complex, called the Turbio moraine complex (Caldenius, 1932; Meglioli, 1992; Sagredo et al., 2011), is a *c.* 100 km long arc composed of several semi-continuous moraine ridges *c.* 10 km long and 10–15 m high (Fig. 1). Moraine ridge elevations decrease from 370 m a.s.l. in the south to 150 m a.s.l. towards its easternmost extent. Although this complex was first assigned to the penultimate glaciation or "Goti-glacial" by Caldenius (1932), García et al. (2018) recalculated ^{10}Be TCN exposure ages indicate the Río Turbio moraine complex was deposited at 45.7 ± 1.3 ka (n = 8).

2.1.2. Dos Lagunas moraine

To the northeast of Cerro Benítez hill, the Última Esperanza ice lobe formed a 3.3 km long, 100 m high and 2 km wide arcuate moraine, named "Dos Lagunas moraine" on top of a bedrock plateau *c.* 300 m a.s.l. (Sagredo et al., 2011; García et al., 2014; Girault et al., 2022) (Fig. 1). Sagredo et al. (2011) obtained three ^{10}Be TCN exposure ages from this former ice margin position (median age = 36.0 ± 1.0 ka).

2.1.3. Arauco moraine complex

The inner complex, called the Arauco moraine complex, is composed of moraine ridges *c.* 80 km long, and in the east, they are almost parallel and concentric to the Río Turbio moraines (Sagredo et al., 2011) (Fig. 1). Even though it was first named "Lago Balmaceda moraines" (Caldenius, 1932), and later "Seno Almirante Montt drift" (Meglioli, 1992), the name "Arauco moraine complex" was coined by Sagredo et al. (2011), referring to the local "Cordón Arauco" (Arauco belt).

The Arauco moraines' outer ridges are well preserved and decrease from 270 m a.s.l. in the Lago Pinto area to 170 m a.s.l. at its easternmost end (Sagredo et al., 2011). An ice-dammed lake named Lago Consuelo bordered its inner margin. Therefore, the moraines were eroded by wave action below 125–170 m a.s.l., with moraine heights a few tens of meters lower than the Río Turbio. Recalculated ^{10}Be TCN results yielded 32.4 ± 1.1 ka (n = 12) (García et al., 2018). Girault et al. (2022) demonstrated that the northern extremity of the Última Esperanza ice lobe thinned and retreated from the Dos Lagunas moraine between 36.9 and 31.9 ka from chronological modelling based on ^{10}Be TCN surface exposure ages of four erratic blocks deposited on Cerro Benítez hill from 512 m a.s.l. to 218 m a.s.l. (Fig. 1).

2.1.4. Lago Aníbal Pinto moraine complex

After the deposition of Arauco moraines, the Última Esperanza ice lobe split into three main tributaries, which formed three undated moraine complexes.

In the south, a northward-flowing tributary ice lobe, named Aníbal

Table 1
Cosmogenic age data obtained in this study.

Samples (moraine boulders)	Glacial stage (or event)	Latitude WGS-84 (S)	Longitude WGS-84 (W)	Elevation (m asl)	Thickness (cm)	Topographic shielding factor unitless	Quartz dissolved (g)	^{10}Be conc. (at g^{-1})	1 σ error (at g^{-1})	^{10}Be age (ka)	1 σ error^{int} (ka)	1 σ error^{ext} (ka)	Landform's weighted average age (ka)
ESP17-04	Río Turbio advance	−52.0187	−71.9592	206	2	1	14.539	285,000.7	7166.6	51.8	1.3	3.4	50.7 ± 2.4
ESP17-05	Río Turbio advance	−52.0220	−71.9667	214	3	1	5.203	261,189.8	9546.4	47.3	1.8	3.3	
ESP17-06	Río Turbio advance	−52.0257	−71.9648	198	1	1	0.964	295,813.4	22,498.3	53.8	4.2	5.3	
ESP17-02	Arauco advance*?	−51.7887	−72.2039	184	4	1	3.378	226,235.6	9814.3	*42.6**	*1.9**	*3.2**	32.6 ± 2.2
CRB17-12	Arauco advance (Dos Lagunas)	−51.5008	−72.4957	266	1.5	0.999	6.948	189,026.9	5657.8	32.6	1.0	2.2	
ESP17-12	Regression of Lago Consuelo	−51.9909	−72.3721	145	2	1	7.884	98,169.3	4667.2	19.0	0.9	1.5	18.9 ± 1.0
ESP17-14	Regression of Lago Consuelo	−52.0113	−72.3676	169	2	1	9.677	98,812.6	3762.9	18.7	0.7	1.3	
ESP17-13	Aníbal Pinto advance	−52.0420	−72.3776	188	3	0.999	10.290	152,086.0	7656.0	28.3	1.4	2.2	28.3 ± 2.2

Notes: CRONUS Earth Web Calculator v3 (https://hess.ess.washington.edu; Balco et al., 2008) were used to calculate the ages.
The mean attenuation length: 152.1 g/cm^2 - Rock density: 2.65 g/cm^3 - *Outlier.
Lifton/Sato flux, time and nuclide-dependent scaling scheme (known as LSDn, or SA) based on Lifton et al. (2014) were used for scalling.
Choice of a different scaling scheme (i.e., Lal/Stone time-independent, ST) (Lal, 1991; Stone, 2000) would make the ages <2.4 % older.
Procedural blank correction applied to all samples. No snow or erosion correction was applied. Isotope ratios were referenced to the 07KNSTD standard.

Pinto moraine complex, deposited an arch-shaped moraine complex (28 km long, 3 km wide and up to *c.* 100 m high) at 150 m a.s.l. in the northern and eastern boundaries of Aníbal Pinto Lake (49 m a.s.l.) (Sagredo et al., 2011) (Fig. 2a). The moraine belt is flattened at the top up to 170 m a.s.l. due to wave erosion. Boulders frequently occur as clusters accumulated by lacustrine erosion. Above this level, 15–20 m high moraine ridges contain boulders up to 3 m in height (Fig. 2b). Glacially sculpted bedrock surfaces on a rocky slope are exposed in the lake's southeastern part at an elevation between *c.* 200 and 400 m a.sl. (Fig. 2c).

2.1.5. Antonio Varas and Cerro Ballena moraine complexes

The Antonio Varas moraine complex comprises two east-west discontinuous moraines up to 20 m high. It was deposited by a western, eastward-flowing tributary ice lobe on both sides of the Última Esperanza fjord near Puerto Natales 40 m below sea level, indicating sub-aqueous sedimentation (Sagredo et al., 2011).

Another northwestern, eastward-flowing tributary ice lobe deposited two 4 km long and *c.* 60 m high moraines on the northern shore of the Antonio Varas Peninsula. These moraines were previously mapped by Glasser et al. (2008). Girault et al. (2022) recently recognised them as part of a wider moraine arc extending on both sides of the fjords named "Cerro Ballena moraine complex".

2.2. Rise and fall of Lago Consuelo

2.2.1. Lake level fluctuations

After the Última Esperanza ice lobe retreated from the Arauco moraine complex, an ice-dammed lake named "Lago Consuelo" filled the depression delimited by the ice margin, to the west, and by moraines, to the east, north and south (Moreno, 1899; Caldenius, 1932; Sagredo et al., 2011; Stern et al., 2011). The result was the development of an extensive glaciolacustrine land system composed of erosional platforms, deltas, lakeshore deposits, and palaeoshorelines (García et al., 2014; Girault et al., 2022). A channel cut marks the initial lake level through the Arauco moraine complex that drained the lake to the Atlantic Ocean and rose westward due to post-glacial isostatic rebound, up to 170 m a.s.l. (Stern et al., 2011; Girault et al., 2022). As the ice margin retreated, the lake ultimately drained to Lago Consuelo, lowering its level to 150–165 m a.s.l. (Solari et al., 2012). Later, Lago Consuelo drained to the Magallanes Lake system, 20–30 m a.s.l., which eventually drained to the Pacific Ocean (Kilian et al., 2013) leaving the present-day Lago Balmaceda as a remnant (see Fig. 6).

2.2.2. Chronology of the lake regression

Lago Consuelo covered the area below 125–170 m on the inner side of the Arauco moraine complex. Therefore, the exposure age of the erratic blocks located in this area may date the lake regression. Until recently, the chronology of the lake regression was known only from ^{14}C dates on organic glaciolacustrine and peat deposits, indicating minimal date of ice margin retreat and lake regression, respectively. Sagredo et al. (2011) conducted an extensive drilling campaign and obtained sediment cores from several lakes formed after the withdrawal of the Última Esperanza ice lobe (Fig. 1). The oldest ^{14}C age comes from the organic glaciolacustrine sediments of Vega Benítez (215 m a.s.l.) (Fig. 1), which yielded a minimum glacier retreat age of 17.5 ± 0.6 ka cal. BP. Similar ages were obtained from other lakes, such as 16.9 ± 0.4 ka cal. BP from Lago Dorotea (260 m a.s.l.), and 16.4 ± 0.4 ka cal. BP from Eberhard Lake (68 m a.s.l.). Lago Pintito (172 m a.s.l.), a small lake that formed in an intermorainal depression of the Aníbal Pinto moraine complex, is dated to 16.3 ± 0.4 ka (Sagredo et al., 2011) (Fig. 2d). Younger ^{14}C ages from peats above lacustrine sediments yielded minimum lake drainage ages of 15.2 ± 0.3 ka cal. BP, and 12.8 ± 0.2 ka cal. BP from Pantano Dumestre (77 m a.s.l.) and Eberhard Lake (68 m a.s.l.), respectively. In addition, ^{14}C age of the earliest megafaunal material found in the lakeshore caves of Cerro

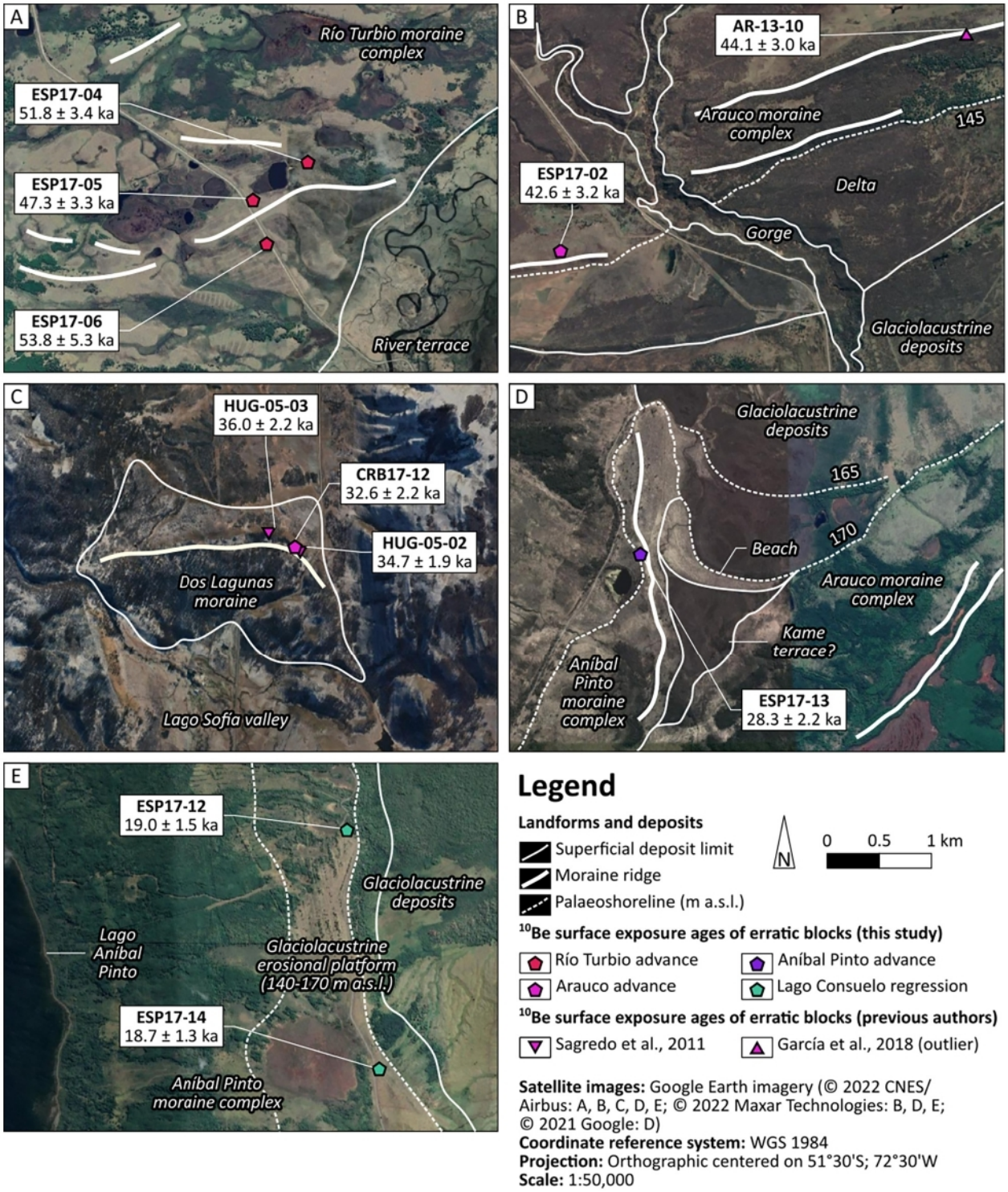


Fig. 3. Moraine boulder sample locations map and their respective ^{10}Be TCN ages obtained in this study (see Fig. 1 for locations of A-E). Google Earth images were used to indicate essential geomorphic context.

Benítez dated to 18.2 ± 0.3 ka cal. BP in Cueva Chica (Martin et al., 2013) inferred that the lake had already fallen at that time from its uppermost level (Girault et al., 2022).

Girault et al. (2022) ^{10}Be TCN dated seven erratic blocks deposited on the upper erosional platform of Lago Consuelo surrounding Cerro Benítez, between 148 and 136 m a.s.l. Considering that the surface exposure ages indicate the lowering of the lake level, the ^{10}Be TCN surface exposure ages recalculated with a chronological model suggest that the platform locally emerged as a result of post-glacial isostatic rebound between 21.7 and 16.9 ka, and drainage reversal to the Magallanes Lake system occurred between 16.9 and 15.4 ka as the glaciers retreated, lifting the former ice dam (Girault et al., 2022) (see Fig. 6).

Fig. 4. Sampled glacial boulders and their corresponding ^{10}Be TCN ages.

3. Methodology

3.1. Fieldwork and mapping

We carried out four field trips between 2017 and 2020 and used the recently published geomorphological map of Girault et al. (2022), based on remote sensing and field data and revision of the previous works of Sagredo et al. (2011) and García et al. (2018). We respected the seven-step workflow mainly designed by Chandler et al. (2018) for field mapping of glacial landforms and deposits. First, the map was georeferenced and compiled in a Geographic Information System (GIS). Later, we revised the map (at the scale of 1:500.000) after interpreting remote-sensing data that included satellite images (Google Earth imagery) and a digital elevation model with 3-arc second resolution (SRTM 90 m DEM v4.1) (Fig. 1).

3.2. Terrestrial cosmogenic nuclide (TCN) dating of moraine boulders

3.2.1. Rationale

We used the ^{10}Be (half-life of 1.387 ± 0.012 Ma, Korschinek et al., 2010) TCN surface exposure dating method to infer moraine boulder exposure ages. Our samples contain enough quartz to measure in-situ ^{10}Be, which is ideal for dating Late Quaternary glacial deposits. As the production rate of in-situ produced cosmogenic ^{10}Be is known (Kaplan et al., 2011; Borchers et al., 2015; Lifton et al., 2014), the measured ^{10}Be concentrations in boulders yield the exposure duration. ^{10}Be TCN surface dating became the dominant method for reconstructing the PIS chronology since its first use in the region by Kaplan et al. (2004). The method has increased our understanding of Patagonian glaciers' waxing and waning, specifically the Última Esperanza ice lobe (Sagredo et al., 2011; García et al., 2018; Girault et al., 2022).

3.2.2. Sample collection

We collected a total of 12 granitic boulder samples. We aimed at the areas that previous researchers have not sampled. We used a chisel and hammer for the sample collection from the uppermost few centimetres of the boulders. We recorded their GPS locations, topographic shielding attributes and sampled thicknesses in the field (Table 1).

We collected *c.* 1 kg of rock chips from the surface of each boulder. All collected boulders display well-developed polish and striations demonstrating glacial transportation. Out of 12 samples, four did not yield a sufficiently large amount of quartz, and dissolved quartz masses were even lower, denoting that >1 kg of rock chips is required for the granitic lithologies we sampled.

3.2.3. BeO extraction

We first crushed and sieved the rock samples to 0.25–0.71 mm grain size at Istanbul Technical University's ITU/Kozmo-Lab (www.kozmo-lab.itu.edu.tr/en). We rinsed the crushed samples with milli-Q water, leached them overnight with a 10 % HNO_3 solution, and used a Frantz magnetic separator to collect non-magnetic minerals. We separated and purified the quartz by froth flotation, boiling in $H_4P_2O_7$ solution, and used a mixture of 2 % HF-HNO_3 solution to leach quartz grains in an ultrasonic bath at the SUERC (Scottish Universities Environmental Research Centre), United Kingdom. Quartz purity was assessed by measuring the amount of native Al in the sample by ICP-OES. All samples yielded Al concentrations <130 mg/g. We added 222 μg ^{9}Be and dissolved the purified quartz (between 1 and 18 g) in a mixture of concentrated HF and HNO_3. Once the quartz was entirely dissolved, BeO was extracted following the methods described in Glasser et al. (2009).

3.2.4. Be isotope ratio measurements

We measured Be isotope ratios with the 5 MV Tandem Accelerator Mass Spectrometer (AMS) at the SUERC AMS Laboratory in Scotland (Xu et al., 2010). Measured ^{10}Be/^{9}Be values of each sample were normalised and blank corrected with the ^{10}Be/^{9}Be ratio of the 07KNSTD AMS standard and three full chemistry procedural blanks with an average ^{10}Be/^{9}Be = 5.502 ± 0583 × 10^{-15}. Corrected isotope ratios were converted to ^{10}Be concentrations per gram of quartz.

3.2.5. Exposure age calculation

We calculated the ages using the production rates specified by the CRONUS Earth Web Calculator v3 (https://hess.ess.washington.edu; Balco et al., 2008) with the mean attenuation length of 152.1 g/cm^2. We used the Lifton-Sato flux, time-dependent scaling scheme (known as LSDn or SF) established by Lifton et al. (2014). We assumed sample density as 2.65 g cm^{-3} and applied corrections for sample thickness and topographic shielding. We did not sample weathered surfaces and report the ages without erosion correction. As past snowfall amounts are unknown, we have assumed no snow shielding, in agreement with previous authors (Sagredo et al., 2011; García et al., 2018; Davies et al., 2020). However, we collected the tallest boulders available in the field to minimize the possible snow cover effect. Most boulder tops were flat so that the wind would have blown away most of the snow. If we used the snow cover corrections, the ages would change by <5 %. Different production rates (Kaplan et al., 2011) and scaling schemes change the results by <10 %. All essential information, including the ^{10}Be concentrations and scaling factors to reproduce resultant ages, are given in Table 1. All ancillary data to recalculate the TCN exposure ages are listed in Supplementary Table 2. We only recalculated age data from the Última Esperanza lobe. Other ages presented from different regions (e.g. Torres del Paine ice lobe) are taken unchanged from the original article.

4. Results

We obtained eight ^{10}Be TCN exposure ages on boulders from three different moraine complexes (Table 1; Figs. 3 and 4). Three boulders originate from the southern part of the Río Turbio moraine complex, a sector nearby Río Rubens that was mapped (Sagredo et al., 2011; García et al., 2018) but not previously dated (Figs. 3A and 4A-C). The southern part of the Río Turbio moraine complex presents a relatively subdued topography with several successive ridges reaching *c.* 10 m in height. Granitic moraine boulders of *c.* 1 m high and 2–5 m wide are scattered along these ridges. Samples ESP17-04 (206 m a.s.l.), ESP17-05 (214 m a.s.l.), and ESP17-06 (198 m a.s.l.) yielded ages of 51.8 ± 3.4 ka, 47.3 ± 3.3 ka, and 53.8 ± 5.3 ka, respectively.

We sampled another boulder on top of a moraine ridge to the northeast of Lago Balmaceda, possibly belonging to the Arauco moraine complex (Figs. 3B and 4D). Sample ESP17-02 (184 m a.s.l.) yielded an age of 42.6 ± 3.2 ka. We also collected a boulder (CRB17-12 at 266 m a.s.l.) on the Dos Lagunas moraine to the north (Figs. 3C and 4E). This small arcuate moraine forms the northeastern limit of the Última Esperanza ice lobe. It is very distinct on the field, reaching *c.* 100 m high at 270 m a.s.l. Large boulders more than a few meters high and wide are typical. Its northern slope grades into a wave-cut terrace of fluvioglacial deposits, interpreted as an ancient delta by Sagredo et al. (2011). Towards the south, it continues as discontinuous hummocky moraines and grades downstream into an outwash plain. The boulder sample yielded an age of 32.6 ± 2.2 ka.

Our last three samples come from the Aníbal Pinto moraine complex deposited by the northward-flowing branch of the Última Esperanza lobe. The Pinto moraine complex makes up the northern and eastern limits of Pinto Lake. One of the samples (ESP17-13; 188 m a.s.l.) was collected from the highest moraine ridge a few hundred meters to the NE of Lago Pintito, where Sagredo et al. (2011) obtained a ^{14}C age of 16.3 ± 0.4 ka. A probable kame terrace borders the moraine to the southeast and glaciolacustrine deposits to the northeast. The Arauco moraine complex is only a few kilometres east of the sample location with a similar elevation. However, the Pinto moraine ridges are oriented towards N-S compared to Arauco moraine ridges oriented more SW-NE. The sample gave an age of 28.3 ± 2.2 ka (Figs. 3D and 4H-I). The other two samples (ESP17–12; 145 m a.s.l. and ESP17-14; 169 m a.s.l.) were collected from the flattened top (erosional lake terrace) of a lower moraine ridge oriented N-S and bordered by glaciolacustrine sediments to the east. The samples yielded 19.0 ± 1.5 ka and 18.7 ± 1.3 ka, respectively (Figs. 3E and 4F-G). As a whole, samples collected from four distinct areas belonging to three moraine complexes yielded internally consistent ages.

5. Discussion

5.1. Interpretation of ^{10}Be TCN chronology

Seven of eight boulders sampled yielded meaningful ages, allowing us to propose a new chronology for the Aníbal Pinto moraine complex and consolidate previously published age data from other moraine belts (Fig. 5). The only reported outlier had possible inheritance issues, but it

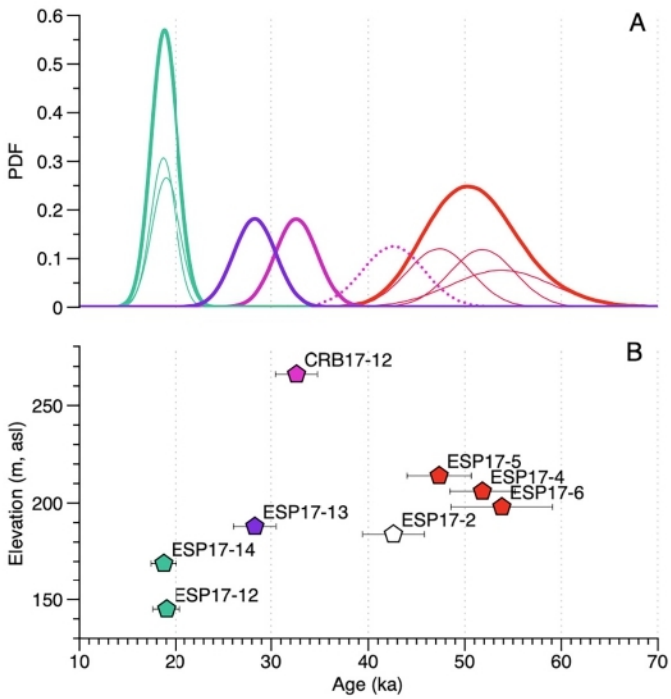


Fig. 5. A) Probability density function (PDF) showing the weighted average age of the exposure events. Coloured thin lines are individual ages from corresponding moraines (see map), and the coloured thick line is the summed probability curve for each moraine. Red: Río Turbio; Dashed bright purple (and empty pentagon below): Arauco (outlier); Bright purple: Dos Lagunas (Arauco); Violet: Aníbal Pinto moraine; Green: Lago Consuelo regression (Aníbal Pinto moraine). B) Moraine boulder ^{10}Be TCN exposure ages vs elevation. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

would not change the moraine's age even if it is integrated into the remaining three samples. García et al. (2018) used median and associated median absolute deviation while reporting their ages. However, we preferred to use the weighted average age of boulders representing the landform age and give the oldest boulder age in parenthesis for comparison purposes.

The age obtained to the northeast of Lago Balmaceda from the sample ESP17–02 (42.6 ± 3.2 ka) is older than the Arauco moraine complex median age (32.4 ± 1.1 ka) but younger than the Río Turbio moraine complex median age (45.7 ± 1.3 ka), both provided by García et al. (2018) (Fig. 3). García et al. (2018) also collected a sample (AR-13-10) from what authors identified as a kame terrace, but later interpreted as an erosional platform by Girault et al. (2022), only 3 km to the east of our sample within the Arauco moraine complex. The age of this boulder (44.1 ± 3.0 ka) is comparable with our sample within their error ranges. However, García et al. (2018) considered their sample (AR-13-10) as an outlier and did not take it into account during their median age calculations.

We propose three possibilities to explain our sample's (ESP17-02: 42.6 ± 3.2 ka) age, which also explains the AR-13-10 boulder age provided by García et al. (2018). The first option is that the significantly older age of the sample than the median of the moraine belt could reflect inheritance either from older glacial deposits or from supraglacial transportation (see Darvill et al., 2015b on Tierra del Fuego boulder trains). Indeed, García et al. (2018) reported several old outliers collected from the Arauco moraines. The second alternative would include this boulder within the innermost part of the Río Turbio moraine complex, close to its median age (45.7 ± 1.3 ka). However, a well-developed outwash plain, especially to the north, separates the Río Turbio and the Arauco moraine complexes, and hence this alternative is less likely. The third alternative would include this boulder into the Arauco moraine (median age: 32.4 ± 1.1 ka), although its age would be too old. However, as García et al. (2018) suggested, the Última Esperanza ice lobe might have occupied its ice-marginal position multiple times, forming composite moraines of different ages. Therefore, we prefer the first of these three hypotheses and exclude this boulder age from our calculations.

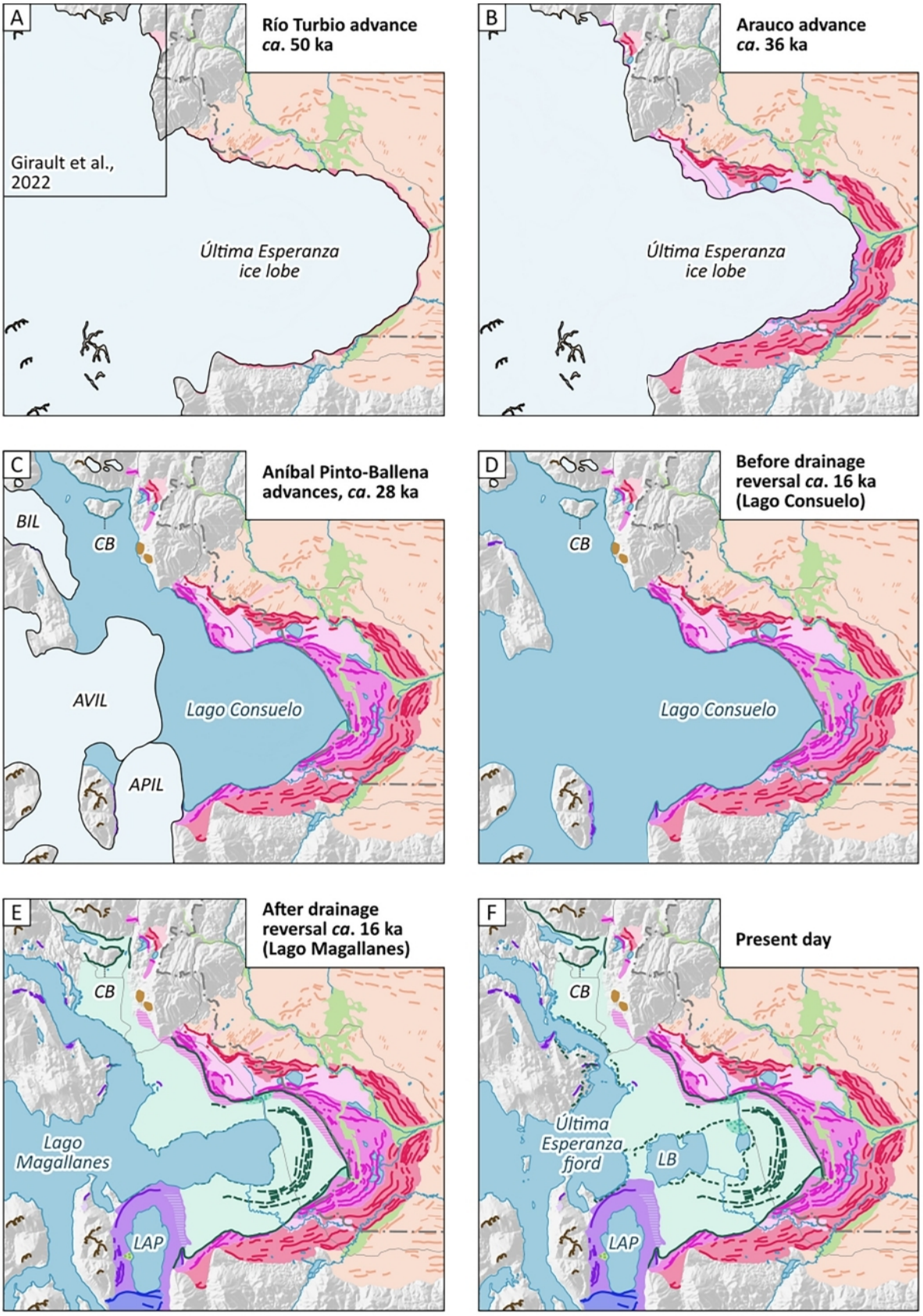
The boulder age (CRB17-12: 32.6 ± 2.2 ka) collected from the Dos Lagunas moraine to the north is statistically indistinguishable from the two ages (HUG-05-02: 34.7 ± 1.9 ka and HUG-05-03: 36.0 ± 2.2 ka) that Sagredo et al. (2011) obtained from the same moraine ridge. This moraine constitutes the northernmost margin of the Última Esperanza ice lobe Arauco advance that also overrode the nearby Cerro Benítez hill. Chronological modelling using Bayesian statistics indicates that the glacial retreat most probably occurred between 36.9 ka and 31.9 ka, i.e. a 300 m ice surface lowering in 5000 years (Girault et al., 2022), based on four surface exposure ages of erratic blocks from Cerro Benítez.

The three samples from the Aníbal Pinto moraine complex show two distinct ages; 28.3 ± 2.2 ka and 18.9 ± 1.0 ka. The highest moraine sample, which also gives the oldest age (ESP17-13; 28.3 ± 2.2 ka), could be interpreted in two ways. The first hypothesis relates the sample's old age to inheritance pertaining to an earlier glaciation. The second hypothesis, implies that the sample belongs to a moraine ridge deposited during the Aníbal Pinto advance at the onset of the early gLGM, after the Arauco advance dated to 32.4 ± 1.1 ka by García et al. (2018). The second hypothesis, which we prefer, is consistent with the results of Bayesian modelling in Cerro Benítez, which indicate that the ice lobe had already retreated between 36.9 and 31.9 ka (Girault et al., 2022). The weighted average ages of the remaining two samples collected from the Aníbal Pinto moraine complex lower ridges are 18.9 ± 1.0 ka (the oldest boulder age = 19.0 ± 1.5 ka). The younger ages obtained from these two boulders indicate that they were deposited under the lake level, representing the lake regression. In the absence of surface exposure ages, García et al. (2018) mapped the Aníbal Pinto moraine complex as part of the Arauco moraine complex. However, N-S oriented Pinto moraine ridges and ^{10}Be TCN age data suggest that the Aníbal Pinto moraine complex results from the early gLGM extent of the southernmost Última Esperanza ice lobe (Aníbal Pinto advance) that was flowing towards north. This is in agreement with the interpretation of Sagredo et al. (2011) and Girault et al. (2022) based on the relative position of the moraine complexes.

5.2. Local to global LGM development of the Última Esperanza ice lobe

The lLGM extent of the northern sector of the Última Esperanza ice lobe is represented by the Río Turbio moraine complex, centred *c.* 45.7 ± 1.3 ka, (García et al., 2018). Our ^{10}Be TCN ages confirm that the maximum local extent of the southern sector of the Última Esperanza ice lobe occurred at *c.* 45–50 ka ago (Fig. 6A). Following the lLGM, the Última Esperanza ice lobe second significant advance, the Arauco advance (Sagredo et al., 2011), is less pronounced and dated to 32.4 ± 1.1 ka by García et al. (2018) (Fig. 6B). This advance also deposited the Dos Lagunas moraine (36.0 ± 1.0 ka, García et al., 2018; and 32.6 ± 2.2 ka, this study) in the northern sector. Succeeding the Arauco advance, the partial retreat of the Última Esperanza ice lobe from the area gave rise to the development of an ice-dammed proglacial lake, Lago Consuelo (Fig. 6C). Probable synchronous growth of the Cerro Ballena moraine complex and the Aníbal Pinto moraine complex (28.3 ± 2.2 ka; this study) in the south, indicates a gLGM development (Fig. 6C-F).

The Cerro Ballena moraine complex is undated and might remain so in the future, considering that this moraine complex is most probably deposited under the contemporary lake level. Therefore, surface exposure ages from its top would date the lake regression. Hence, whether the Pinto and Ballena advances were synchronous or not remains speculative. In the Torres del Paine ice lobe area, *c.* 20 km to the north,



Shaded relief: SRTM 90m DEM v4.1
Projection: Orthographic centered on 51°30'S; 72°30'W
Scale: 1:1,000,000

N 0 10 20 km

(caption on next page)

Fig. 6. Deglaciation sequence of the Última Esperanza ice lobe from local to global LGM. For Legend see Fig. 1. A) Local LGM Río Turbio advance: 50.7 ± 2.4 ka (45.7 ± 1.3 ka; García et al., 2018). The location of the Cerro Benítez (Girault et al., 2022) is shown within a rectangle. B) Arauco advance (32.4 ± 1.1 ka; García et al., 2018), including the deposition of the Dos Lagunas moraine: (32.6 ± 2.2 ka; this study and 36.0 ± 1.0 ka; Sagredo et al., 2011). C) Probable synchronous Aníbal Pinto (28.3 ± 2.2 ka; this study) and Cerro Ballena ice lobes and moraines in the south. CB: Cerro Benítez; BIL: Ballena ice lobe; AVIL: Antonio Varas ice lobe; APIL: Aníbal Pinto ice lobe. D) Lago Consuelo (125–170 m a.s.l.) before drainage reversal. E) Lago Magallanes (30 m a.s.l.) after drainage reversal that occurred between 16.9 and 15.4 ka (Girault et al., 2022) (LAP: Lago Aníbal Pinto); F) Present-day topography following the final drainage of Lago Consuelo (LB: Lago Balmaceda).

García et al. (2018) dated the Torres del Paine I (TDPI) moraine complex *c.* 21.5 ka, based on the ^{10}Be TCN surface exposure age of five blocks. Comparing the glacial advances to respective extents, Girault et al. (2022) suggested that the Ballena and TDPI advances occurred synchronously.

The surface exposure age of the dated boulder on the Pinto moraine complex located above the uppermost lake level, which therefore does not date the lake regression, is 28.3 ± 2.2 ka (ESP17-13). The Pinto moraine complex was probably deposited synchronously with the TDPI advance. The slightly older surface exposure age of ESP17–13 might be due to inherited surface exposure before deposition. Alternatively, it is conceivable that the surface exposure age of ESP17–13 primarily reflects the ice margin retreat from the Lago Pinto moraine complex. In this case, the glacial readvance in the Última Esperanza and Torres del Paine ice lobes area would have occurred in a narrow time interval spanning the MIS 2 and mostly the gLGM.

The Última Esperanza ice lobe readvance in the Lago Aníbal Pinto area had roughly the same magnitude as the Torres del Paine ice lobe, i.e. *c.* 50 km inboard of their respective outer moraines, formed *c.* 100 km east of the southern PIS. All data presented above confirm that the gLGM (MIS 2) was half the lLGM (MIS 3) extent in south Patagonia (García et al., 2018).

5.3. The Patagonian local (MIS 3) vs global (MIS 2) LGM

A detailed discussion on the Patagonian local and global LGM ice extents is presented in García et al. (2018), and thus it is not the aim of this section to repeat a similar debate. However, in the light of the new TCN ages, it is worth adding similarities and differences in magnitude and timing, which will help better understand the gLGM in Patagonia. Earlier dates obtained from Patagonia moraines primarily designate an MIS 2 glaciation (Denton et al., 1999; Kaplan et al., 2004, 2008; Sugden et al., 2005; McCulloch et al., 2005; Hein et al., 2010; Moreno et al., 2015; Darvill et al., 2016). For instance, a new study by Leger et al. (2021) in the Río Corcovado glacier in NE Patagonia clearly demonstrated the existence of at least five advances/stillstands between 26.4 ± 1.4 ka and 19.9 ± 1.1 ka; hence during the gLGM. The authors also pointed out that they did not find evidence of MIS 3 glacial advances being more widespread than the MIS 2 (gLGM).

However, at least in some parts of Patagonia, there is increasingly robust evidence indicating the existence of a maximum ice extent during MIS 3 (*c.* 57–29 ka), MIS 4 (*c.* 71–57 ka) (Doughty et al., 2021) or even MIS 5 (*c.* 130–80 ka). Mendelova et al. (2020) provided the oldest glaciation timing from moraine and glacial outwash ^{10}Be TCN ages from the Lago Belgrano area in central Patagonia. They concluded that the most widespread glacial development occurred at *c.* 75 ka, at the end of MIS 5. Almost 250 km south of our study site, Peltier et al. (2021) dated five moraine sets that belong to the Magallanes ice lobe in southernmost Patagonia with multi-century accuracy. The authors delivered the first direct dating of MIS 4 glaciation (*c.* 68 ka), where the largest expansion culminated at *c.* 62 ka, denoting a hemispheric and probably global climate phenomenon similar to MIS 2. All moraine ages inboard of MIS 4 moraines range from *c.* 27 ka to *c.* 18 ka (MIS 2), indicating that MIS 2 was climatically less severe. Besides glaciers, i.e. pollen records (Heusser et al., 1999) and sediment cores from the southeast Atlantic Ocean (Barker and Diz, 2014), proxy data also infer that MIS 4 glaciers reached at least the size of the MIS 2 in some parts of Patagonia. Additionally, MIS 3 ice lobes reached practically the size of MIS 4 in Magellanes as a moraine dated to *c.* 39 ka is found at the innermost edge of MIS 4 moraine (Peltier et al., 2021).

Nevertheless, the most compelling evidence of an early maximum ice extent comes from ^{10}Be TCN ages provided from the Última Esperanza by Sagredo et al. (2011) in the Dos Lagunas moraine (36.0 ± 1.0 ka), and by García et al. (2018) in the Río Turbio and the Arauco moraine belts 45.7 ± 1.3 ka and 32.4 ± 1.1 ka, respectively. The Torres del Paine ice lobe, only *c.* 40 km to the north of the Última Esperanza ice lobe, has strikingly comparable ages (the RV I terminal moraine *c.* 46 ka and the RV II lateral moraine *c.* 35 ka) (García et al., 2018). The close synchrony in the advances of both ice lobes was used by García et al. (2018) to indicate climate forcing rather than local glacier dynamics. Some other works in the Chilean Lake District (Denton et al., 1999; Moreno et al., 2015; Gómez et al., 2022), in the Lago San Martín area (Glasser et al., 2011), and in Río Cullen and San Sebastian glacial advances in Tierra del Fuego (Darvill et al., 2015b) were also driven by climate forcing. Within error limits, the glacial expansion at *c.* 57 ka in Chiloé Island, in northwestern PIS, also indicates MIS 3 glacial conditions (García et al., 2021).

However, significant latitudinal and longitudinal differences existed across Patagonia during the last glacial cycle (Leger et al., 2021; Roberts et al., 2022). Additionally, factors describing the observed record may not be only the severity of climate, but other dynamics, such as a drier climate during MIS 2, the westward migration of the ice divide and a snow starving effect (Sugden et al., 2002), among others, may be critical complementary factors. Therefore, caution is needed at this stage as definitive conclusions are impossible. More quantitative age data are needed to understand the primary reasons for these differences.

5.4. Local to global LGM in southern and northern hemispheres

The question of (a)synchronous development of the mountain glaciers and ice sheets in southern and northern hemispheres during the gLGM is challenging as vast ice sheets might have complicated responses to the global climate changes. Doughty et al. (2021) presented cosmogenic surface exposure ages from moraines around the globe, where numerous glaciers during MIS 4 (~71–57 ka) and MIS 3 (~57–29 ka) were more extensive than they were during MIS 2. They also provided additional paleoclimate proxies showing similar magnitudes of cooling during MIS 4 and MIS 2. The authors attributed the discrepancy between ice volume and ice extent during MIS 4 to the growth of the North American ice sheets and possibly other northern ice sheets. For instance, although the southeastern sector of the Fennoscandinavian Ice Sheet was synchronous with the gLGM (Hughes et al., 2013), in its southwestern sector, the maximum extent was attained earlier, in MIS 4 and MIS 3 (Houmark-Nielsen, 2011), with a significant ice advance in MIS 2 at 21–19 ka (Mangerud et al., 2011). The British-Irish Ice Sheet also followed a similar pattern with different behaviours in different sectors (Clark et al., 2012). Therefore, the discrepancy between glacier extents and ice volumes during local and global LGM needs particular attention, which we briefly summarise below.

Several studies in the northern hemisphere indicate that gLGM was synchronous in the Alps (Monegato et al., 2017; Seguinot et al., 2018; Kamleitner et al., 2022) and most of the Mediterranean region (Palacios et al., 2015; Hughes and Woodward, 2017; Sarıkaya and Çiner, 2015, 2017; Akçar, 2022). Studies from the eastern Mediterranean (e.g., Sarıkaya et al., 2014; Köse et al., 2019), eastern Black Sea Mountains of Turkey (Akçar et al., 2007, 2008), central Anatolia (Sarıkaya et al.,

2009; Akçar et al., 2014), the Caucasus (Dede et al., 2017), Greece (Leontaritis et al., 2020), Dinarids (Çiner et al., 2019; Žebre et al., 2019, 2021; Sarıkaya et al., 2020; Ruszkiczay-Rüdiger et al., 2022), Carpatians (Ruszkiczay-Rüdiger et al., 2021), and Corsica (Kuhlemann et al., 2008) show that most of the glaciers were in tune with gLGM and reached their maximum extents in MIS 2, with temperatures dropping between 8 and 11 °C depending on the region (e.g., Sarıkaya et al., 2008, 2009; Hughes et al., 2013; Ünal-İmer et al., 2015; Candaş et al., 2020). However, at least two exceptions come from the Iberian Peninsula and Morocco, where the maximum ice extents were reached between *c.* 30 and *c.* 60 ka (Oliva et al., 2014, 2019), and *c.* 50 ka, (Hughes et al., 2018, 2020) from MIS 5 to MIS 3, respectively, indicating that glacial dynamics may depend on several other local factors even in geographically closer areas.

Similar gLGM synchronous trends are reported in North America (Palacios et al., 2020; Quirk et al., 2022; Tulenko, 2022), although many local exceptions exist, such as Sierra Nevada (Gillespie and Molnar, 1995). Numerous geochronological data indicate that the most extensive phase of the Laurentide Ice Sheet occurred during MIS 2 (Gosse et al., 2006) and MIS 3 (Kerr et al., 2021), although the ice volume during MIS 4 (at *c.* 65 ka) was *c.* 20 % smaller (Stokes et al., 2012). In the Sierra Nevada, the maximum extent of the glaciers during the last glacial cycle occurred at *c.* 19 ka (James et al., 2002; Phillips et al., 2009) but the glaciers subsequently retreated rapidly within a couple of thousand of years (Gillespie and Clark, 2011). Similar MIS 2 maximum ice extent is also observed in the Rockies (Licciardi and Pierce, 2008; Thackray, 2008; Laabs et al., 2009) and at the eastern edge of the Great Basin region, where new ^{10}Be ages indicate the maximum advance of valley glaciers at 21 ka in the Wasatch Range due to decreased temperatures with little to no change in precipitation as compared to present (Quirk et al., 2020).

In the northeast Tibetan Plateau, ^{10}Be TCN age results show a lessening trend in the extent of glaciation since at least MIS 4, with no observed gLGM moraines (Heyman et al., 2011; Rother et al., 2017). Although Dortch et al. (2013) found a robust gLGM signal at *c.* 20 ka in the Pamir and western Transhimalaya, monsoon-controlled glaciers (southern and eastern Tibet Plateau) attained their maximum extents during MIS 3 (Owen et al., 2008; Owen and Dortch, 2014). Glacial records from arid to dry subhumid regions, such as Kyrgyz Tien Shan (Blomdin et al., 2016) and Mongolia (Batbaatar et al., 2018) indicate that the local maximums were mostly from MIS 3, with MIS 2 glaciers restricted to cirques.

On the other hand, a growing number of data show that mid-latitude mountain glaciers and mountain ice sheets in the southern hemisphere advanced much earlier to their most external positions, mainly during MIS 3 (lLGM) but also during MIS 5 (e.g., Darvill et al., 2015a; Schaefer et al., 2015; Sagredo et al., 2011; García et al., 2018; Davies et al., 2020; Mendelova et al., 2020). For instance, glacial chronologies from New Zealand (Putnam et al., 2013; Kelley et al., 2014; Doughty et al., 2015) indicate lLGM at *c.* 42 to 32 ka (MIS 3) in the southern South Island. However, in the North Island, lLGM was reached later, *c.* 26.5 ka ago (Shulmeister et al., 2019), related probably to a regional phenomenon (Darvill et al., 2016) or precipitation changes associated with a northward shift in the track of the westerlies (Shulmeister et al., 2019). A recent study by Petherick et al. (2022) on proxy records from across the southern hemisphere reported significant local to regional scale variability in climatic and environmental conditions during late MIS 3 and early MIS 2. Their results indicate a more considerable complexity of events preceding the gLGM in the southern hemisphere than in the north and the onset of full-glacial circumstances in the southern hemisphere before the global maximum ice volume accomplishment during MIS 2 (Petherick et al., 2022).

Periods of ice sheet retreat in Antarctica are poorly constrained by existing data (e.g., Anderson et al., 2002). The Antarctic ice cover pattern during the LGM is reviewed by the RAISED Consortium (2014). In West Antarctica, retreat from the western Amundsen Sea outer continental shelf started *c.* 22 ka ago (Smith et al., 2011; Larter et al., 2014). However, in northern Victoria Land, Rhee et al. (2019) ^{10}Be and ^{26}Al TCN dated erratic cobbles on various moraines at different altitudes. They showed that the lLGM occurred during MIS 4 and that the gLGM was much smaller, questioning previous views that gLGM was synchronous. In the East Antarctic ice sheet, terrestrial data also show that lLGM occurred before 35 ka BP (Wright et al., 2008). However, caution is needed in using TCN dating on samples originating from non-erosive cold-based ice that might yield erroneously old apparent exposure ages (Nyvlt et al., 2020). Several works in the Antarctic Peninsula also indicate that ice volumes might have been much more prominent before 35 ka (lLGM) than gLGM (e.g., Bentley and Anderson, 1998; Hjort et al., 2003; Ingolfsson, 2014; Ó'Cofaigh et al., 2014).

As briefly presented above, the question of (a)synchronous development of the mountain glaciers and ice sheets in northern and southern hemispheres in the last glacial cycle is far from being answered. On a global scale, Patagonia seems to be one of the best candidates for appreciating the maximum extents of numerous ice lobes other than during gLGM. Therefore, we need more numerical age data, mainly TCN dating from moraines, erratic boulders and outwash sediments, to better constrain the PIS maximum extents' timing. Much more severe climatic conditions that gave rise to the development of numerous ice lobe maximum extents in the southern hemisphere (in the PIS and partly in New Zealand) during MIS 3, MIS 4 and even MIS 5 (lLGMs) probably call for a global reason. Increasing numerical age data and modelling are also critical in understanding why the lLGM was almost double in size compared to gLGM, as recorded by some southern PIS.

6. Conclusions

- We present eight ^{10}Be terrestrial cosmogenic nuclides (TCN) surface exposure ages from granitic moraine boulders that belong to one of the eastward-flowing southern Patagonian Ice Sheet (PIS) outlet ice lobes; the Última Esperanza.

- Our weighted average age for the southern part of the Río Turbio moraine belt is 50.7 ± 2.4 ka (oldest boulder; 53.8 ± 5.3 ka), which conforms with the greatest extent of the lLGM (MIS 3) in the previously dated (45.7 ± 1.3 ka; García et al., 2018) northern moraines from the same belt.

- Our ^{10}Be TCN age (32.6 ± 2.2 ka) obtained from the Dos Lagunas moraine, which makes up the northernmost margin of the Última Esperanza ice lobe's Arauco advance, also supports the MIS 3 timing previously indicated by Sagredo et al. (2011) (median age = 36.0 ± 1.0 ka) and Girault et al. (2022) (modelled oldest age: 36.9 ka; oldest boulder age: 37.0 ± 2.8 ka).

- We also dated a northward-flowing tributary of the Última Esperanza ice lobe in the south; the Aníbal Pinto moraine complex. The oldest boulder age (28.3 ± 2.2 ka) demonstrates the Aníbal Pinto advance moraines were deposited shortly after the Arauco advance (32.4 ± 1.1 ka; García et al., 2018). The weighted average age of two other samples from lower ridges is 18.9 ± 1.0 ka (the oldest boulder age = 19.0 ± 1.5 ka) indicating they were deposited under the Lago Consuelo level, which represents the minimum age of lake regression.

- For the first time, we attribute the Aníbal Pinto moraine complex to the early gLGM (MIS 2).

- Our results indicate gLGM was half the extent of lLGM in the Última Esperanza ice lobe, in tune with García et al. (2018)'s results from Torres del Paine ice lobe to the north.

Supplementary data to this article can be found online at https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2022.108381.

CRediT authorship contribution statement

Attila Çiner: Writing, Fieldwork, Surface exposure dating; Mehmet Akif Sarıkaya: Surface exposure dating, Fieldwork, Writing; Cengiz Yıldırım: Fieldwork, Surface exposure dating; Igor Girault:

Geomorphological mapping, Writing, Fieldwork; Dominique Todisco: Fieldwork, Supervision; Fabiana Martin: Fieldwork; Luis Borrero: Fieldwork; Derek Fabel: Surface exposure dating.

Declaration of competing interest

The authors declare the following financial interests/personal relationships which may be considered as potential competing interests:

Fabiana Martin reports financial support was provided by FONDECYT (Chile). Dominique Todisco reports financial support was provided by CNRS PICS project GEOCEBE. Attila Ciner reports financial support was provided by Istanbul Technical University TGA-2017-40610. Attila Ciner reports a relationship with Istanbul Technical University that includes: employment.

Data availability

Data will be made available on request.

Acknowledgements

This work was funded by the Istanbul Technical University BAP research projects 40610 and 41612, the Chilean FONDECYT projects 1150845 and 1180272, the French CNRS PICS project GEOCEBE, and a PhD grant from the "Institut des Amériques". We appreciate the help provided by the National Forest Corporation (CONAF) and the rangers of the Park "Monumento Natural Cueva del Milodón". We greatly appreciate the very detailed and helpful reviews by Juan-Luis García and Bradley William Goodfellow, who increased the quality of this work.

References

Akçar, N., 2022. The Anatolian Mountains: glacial landforms from the Last Glacial Maximum. In: Palacios (Ed.), European Glacial Landscapes. Maximum Extent of Glaciations. Elsevier, pp. 497–504. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-823498-3.00016-9.

Akçar, N., Yavuz, V., Ivy-Ochs, S., Reber, R., Kubik, P.W., Zahno, C., Schlüchter, C., 2014. Glacier response to the change in atmospheric circulation in the eastern Mediterranean during the last Glacial Maximum. Quat. Geochronol. 19, 27–41.

Akçar, N., Yavuz, V., Ivy-Ochs, S., Kubik, P.W., Vardar, M., Schluchter, C., 2008. A case for a downwasting mountain glacier during termination I, Vercenik valley, northeastern Turkey. J. Quat. Sci. 23 (3), 273–285.

Akçar, N., Yavuz, V., Ivy-Ochs, S., Kubik, P.W., Vardar, M., Schluchter, C., 2007. Palaeoglacial records from Kavron Valley, NE Turkey: field and cosmogenic exposure dating evidence. Quat. Int. 164–165, 170–183.

Anderson, J., Shipp, S., Lowe, A., Wellner, J., Mosola, A., 2002. The Antarctic Ice Sheet during the LGM and its subsequent retreat history. Quat. Sci. Rev. 21, 49–70.

Balco, G., Stone, J.O., Lifton, N.A., Dunai, T.J., 2008. A complete and easily accessible means of calculating surface exposureages or erosion rates from 10Be and 26Al measurements. Quat. Geochronol. 3, 174–195.

Barker, S., Diz, P., 2014. Timing of the descent into the last Ice Age determined by the bipolar seesaw. Paleoceanography 29 (6), 489–507.

Batbaatar, J., Gillespie, A.R., Fink, D., Matmon, A., Fujioka, T., 2018. Asynchronous glaciations in arid continental climate. Quat. Sci. Rev. 182 https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.12.001.

Bentley, M.J., Anderson, J.B., 1998. Glacial and marine geological evidence for the ice sheet configuration in the Weddell Sea-Antarctic Peninsula region during the last Glacial Maximum. Antarct. Sci. 10, 309–325.

Blomdin, R., Stroeven, A.P., Harbor, J.M., Lifton, N.A., Heyman, J., Gribenski, N., Petrakov, D.A., Caffee, M.W., Ivanov, M.N., Hattestrand, C., Rogozhina, I., 2016. Evaluating the timing of former glacier expansions in the Tian Shan: a key step towards robust spatial correlations. Quat. Sci. Rev. 153, 78–96.

Boex, J., Fogwill, C., Harrison, S., Glasser, N.F., Hein, A., Schnabel, C., Xu, S., 2013. Rapid thinning of the late Pleistocene Patagonian Ice Sheet followed migration of the Southern Westerlies. Sci. Rep. 3, 1–6.

Borchers, B., Marrero, S., Balco, G., Caffee, M., Goehring, B., Lifton, N., Nishiizumi, K., Phillips, F., Schaefer, J., Stone, J., 2015. Geological calibration of spallation production rates in the CRONUS-Earth Project. Quat. Geochronol. 31, 188–198.

Broecker, W.S., 1997. Will our ride into the greenhouse future be a smooth one? GSA Today 7, 1–7.

Caldenius, C., 1932. Las glaciaciones cuaternarias en Patagonia y Tierra del Fuego. Geogr. Ann. 14, 1–164.

Candaş, A., Sarıkaya, M.A., Köse, O., Şen, Ö.L., Çiner, A., 2020. Modelling last Glacial Maximum ice cap with parallel Ice Sheet Model to infer palaeoclimate in south-West Turkey. J. Quat. Sci. 935–950 https://doi.org/10.1002/jqs.3239.

Carrasco, J.F., Casassa, G., Rivera, A., 2002. Meteorological and climatogical aspects of the Southern Patagonia Icefield. In: Casassa, G., Sepulveda, F.V., Sinclair, R.M. (Eds.), The Patagonian Icefields: A Unique Natural Laboratory for Environmental and Climate Change Studies. Kluwer Academic Plenum Publishers, New Yark, pp. 29–41.

Chandler, B.M.P., Lovell, H., Boston, C.M., Lukas, S., Barr, I.D., Benediktsson, I.Ö., Benn, D.I., Clark, C.D., Darvill, C.M., Evans, D.J.A., Ewertowski, M.W., Loibl, D., Margold, M., Otto, J.-C., Roberts, D.H., Stokes, C.R., Storrar, R.D., Stroeven, A.P., 2018. Glacial geomorphological mapping: a review of approaches and frameworks for best practice. Earth Sci. Rev. 185, 806–846.

Çiner, A., Stepišnik, U., Sarıkaya, M.A., Žebre, M., Yıldırım, C., 2019. Last Glacial Maximum and Younger Dryas piedmont glaciations in Blidinje, the Dinaric Mountains (Bosnia and Herzegovina); insights from 36Cl cosmogenic dating. Mediterr. Geosci. Rev. 1 (1), 25–43. https://doi.org/10.1007/s42990-019-0003-4.

Clapperton, C., 1993. Quaternary Geology and Geomorphology of South America. Elsevier, Amsterdam, 779 p.

Clark, C.D., Hughes, A.L.C., Greenwood, S.L., Jordan, C., Sejrup, H.P., 2012. Pattern and timing of retreat of the last British-Irish Ice Sheet. Quat. Sci. Rev. 44, 112–146.

Clark, P.U., Dyke, A.S., Shakun, J.D., Carlson, A.E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J. X., Hostetler, S.W., McCabe, A.M., 2009. The last Glacial Maximum. Science 325, 710–714.

Coronato, A., Rabassa, J., 2011. Chapter 51 - pleistocene glaciations in Southern Patagonia and Tierra del Fuego. In: Jürgen Ehlers, P.L.G., Philip, D.H. (Eds.), Developments in Quaternary Sciences. Elsevier, pp. 715–727.

Coronato, A.M.J., Martínez, O., Rabassa, J., 2004. Glaciations in Argentine Patagonia, Southern South America. In: Ehlers, J., Gibbard, P. (Eds.), Quaternary Glaciations: Extent and chronology. Part III: South America, Asia, Africa, Australia and Antarctica, Developments in Quaternary Science, 2. Elsevier, Amsterdam, pp. 49–66.

Darvill, C.M., Bentley, M.J., Stokes, C.R., 2015b. Geomorphology and weathering characteristics of erratic boulder trains on Tierra del Fuego, southernmost South America: implications for dating of glacial deposits. Geomorphology 228, 382–397.

Darvill, C.M., Bentley, M.J., Stokes, C.R., Hein, A.S., Rodés, A., 2015. Extensive MIS 3 glaciation in southernmost Patagonia revealed by cosmogenic nuclide dating of outwash sediments. Earth Planet. Sci. Lett. 429, 157–169. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.07.030.

Darvill, C.M., Bentley, M.J., Stokes, C.R., Shulmeister, J., 2016. The timing and cause of glacial advances in the southern midlatitudes during the last glacial cycle based on a synthesis of exposure ages from Patagonia and New Zealand. Quat. Sci. Rev. 149, 200–214.

Darvill, C.M., Stokes, C.R., Bentley, M.J., Evans, D.J.A., Lovell, H., 2017. Dynamics of former ice lobes of the southernmost Patagonian Ice Sheet based on a glacial landsystems approach. J. Quat. Sci. 32, 857–876.

Davies, B., Glasser, N., 2012. Accelerating shrinkage of patagonian glaciers from the little ice age (~AD 1870) to 2011. J. Glaciol. 58 (212), 1063–1084.

Davies, B.J., Darvill, C.M., Lovell, H., Bendle, J.M., Dowdeswell, J.A., Fabel, D., García, J.-L., Geiger, A., Glasser, N.F., Gheorghiu, D.M., Harrison, S., Hein, A.S., Kaplan, M.R., Martin, J.R.V., Mendelova, M., Palmer, A., Pelto, M., Rodés, A., Sagredo, E.A., Smedley, R., Smellie, J.L., Thorndycraft, V.R., 2020. The evolution of the Patagonian Ice Sheet from 35 ka to the present day (PATICE). Earth Sci. Rev. 204, 103152 https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103152.

Dede, V., Çiçek, İ., Sarıkaya, M.A., Çiner, A., Uncu, L., 2017. First cosmogenic geochronology from the Lesser Caucasus: late Pleistocene glaciation and rock glacier development in the Karçal Valley, NE Turkey. Quat. Sci. Rev. 164, 54–67. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.03.025.

Denton, G., Heusser, C.J., Lowel, T., Moreno, P., Andersen, B., Heusser, L.E., Schluhter, C., Marchant, D., 1999. Interhemispheric linkage of paleoclimate during the last glaciation. Geogr. Ann. Ser. A Phys. Geogr. 81, 107–153.

Denton, G.H., Putnam, A.E., Russell, J.L., Barrell, D.J.A., Schaefer, J.M., Kaplan, M.R., Strand, P.D., 2021. The Zealandia Switch: ice age climate shifts viewed from Southern Hemisphere moraines. Quat. Sci. Rev. 257, 106771.

DGA, 1987. Balance Hídrico de Chile. Direcci_on General de Aguas, Santiago, Chile.

Dortch, J.M., Owen, L.A., Caffee, M.W., 2013. Timing and climatic drivers for glaciation across semi-arid western Himalayan-Tibetan orogen. Quat. Sci. Rev. 78, 188–208.

Doughty, A.M., Kaplan, M.R., Peltier, C., Barker, S., 2021. A maximum in global glacier extent during MIS 4. Quat. Sci. Rev. 261, 106948.

Doughty, A.M., Schaefer, J.M., Putnam, A.E., J.M, Denton, G.H., Kaplan, M.R., Barrell, D. J.A., Andersen, B.G., Kelley, S.E., Finkel, R.C., Schwartz, R., 2015. Mismatch of glacier extent and summer insolation in Southern Hemisphere mid-latitudes. Geology 43, 407–410. https://doi.org/10.1130/G36477.1.

Evenson, E.B., Burkhart, P.A., Gosse, J.C., Baker, G.S., Jackofsky, D., Meglioli, A., Dalziel, I., Kraus, S., Alley, R.B., Berti, C., 2009. Enigmatic boulder trains, supraglacial rock avalanches, and the origin of 'Darwin's boulders', Tierra del Fuego. GSA Today 19, 4–10.

Fink, D., Williams, P.W., Augustinus, P., Shulmeister, J., 2006. Glacial chronologies across southern hemisphere latitudes during the past 30 ka and correlations to Antarctic ice cores. In: Burge, P.I., Shulmeister, J., Turney, C. (Eds.), Australasian INTIMATE Meeting. University of Auckland, pp. 14–16.

García, J.-L., Hein, A.S., Binnie, S.A., Gómez, G.A., Gonzalez, M.A., Dunai, T.J., 2018. The MIS 3 maximum of the Torres del Paine and Última Esperanza ice lobes in Patagonia and the pacing of southern mountain glaciation. Quat. Sci. Rev. 185, 9–26.

García, J.-L., Lüthgens, C., Vega, R.M., Rodés, Á., Hein, A.S., Binnie, S.A., 2021. A composite 10Be, IR-50 and 14C chronology of the pre-Last Glacial Maximum (LGM) full ice extent of the western Patagonian Ice Sheet on the Isla de Chiloé, south Chile (42° S). E & G Quat. Sci. J. 70, 105–128. https://doi.org/10.5194/egqsj-70-105-2021.

García, J.L., 2012. Late Pleistocene ice fluctuations and glacial geomorphology of the Archipiélago de Chiloé, southern Chile. Geogr. Ann. 94, 459–479. https://doi.org/10.1111/j.1468-0459.2012.00471.x.

García, J.L., Hall, B.L., Kaplan, M.R., Vega, R.M., Strelin, J.A., 2014. Glacial geomorphology of the Torres del Paine region (southern Patagonia): implications for glaciation, deglaciation and paleolake history. Geomorphology 204, 599–616. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.08.036.

Garreaud, R.D., 2007. Precipitation and circulation covariability in the extratropics. J. Clim. 20, 4789–4797. https://doi.org/10.1175/JCLI4257.1.

Gillespie, A., Clark, D.H., 2011. Glaciations of the Sierra Nevada, USA (PhD Thesis). In: Ehlers, J., Gibbard, P.L., Hughes, P.D. (Eds.), Quaternary Glaciations — Extent and Chronology: A Closer Look. Developments in Quaternary Science, 15. Elsevier, Amsterdam, pp. 447–462, 215 p.

Gillespie, A., Molnar, P., 1995. Asynchronous maximum advances of mountain and continental glaciers. Rev. Geophys. 33 (3), 311–364.

Girault, I., Todisco, D., Çiner, A., Sarıkaya, M.A., Yıldırım, C., Quiquerez, A., Martin, F., Borrero, L., Fabel, D., Grandjean, P., Nehme, C., Mouralis, D., 2022. 10Be chronology of deglaciation and ice-dammed lake regression in the vicinity of the Mylodon Cave (Cerro Benítez, Patagonia, Chile). Quat. Sci. Rev. 278 https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.107354.

Glasser, N.F., Clemmens, S., Schnabel, C., Fenton, C.R., McHargue, L., 2009. Tropical glacier advances in the Cordillera Blanca, Peru between 12.5 and 7.6 ka from cosmogenic 10Be dating. Quat. Sci. Rev. 28, 3448–3458.

Glasser, N.F., Jansson, K.N., Goodfellow, B.W., de Angelis, H., Rodnight, H., Rood, D.H., 2011. Cosmogenic nuclide exposure ages for moraines in the Lago San Martin Valley, Argentina. Quat. Res. 75 (2011), 636–646. https://doi.org/10.1016/j.yqres.2010.11.005.

Glasser, N.F., Jansson, K.N., Harrison, S., Klemen, J., 2008. The glacial geomorphology and Pleistocene history of Southern South America between 38°S and 56°S. Quat. Sci. Rev. 27, 365–390.

Gómez, G.A., García, J.-L., Villagran, C., Lüthgens, C., Abarzúa, A.N., 2022. Vegetation, glacier, and climate changes before the global last glacial maximum in the Isla Grande de Chiloé, southern Chile (42o S). Quat. Sci. Rev. 276 https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.107301.

Gosse, J.C., Bell, T., Gray, J., 2006. Using cosmogenic isotopes to interpret the landscape record of glaciation: Nunataks in Newfoundland? In: Knight, P. (Ed.), Glacier Science and Environmental Change. Blackwell Publishing, pp. 442–446.

Harrison, S., Glasser, N.F., 2011. Chapter 54 - the pleistocene glaciations of Chile. In: Jürgen Ehlers, P.L.G., Philip, D.H. (Eds.), Developments in Quaternary Sciences. Elsevier, pp. 739–756.

Hein, A.S., Cogez, A., Darvill, C.M., Mendelova, M., Kaplan, M.R., Herman, F., Dunai, T.J., Norton, K., Xu, S., Christl, M., 2017. Regional mid-Pleistocene glaciation in central Patagonia. Quat. Sci. Rev. 164, 77–94.

Hein, A.S., Dunai, T.J., Hulton, N.R.J., Xu, S., 2011. Exposure dating outwash gravels to determine the age of the greatest Patagonian glaciations. Geology 39, 103–106.

Hein, A.S., Hulton, N.R., Dunai, T.J., Sugden, D.E., Kaplan, M.R., Xu, S., 2010. The chronology of the Last Glacial Maximum and deglacial events in central Argentine Patagonia. Quat. Sci. Rev. 29, 1212–1227.

Heusser, C.J., Heusser, L.E., Lowell, T.V., 1999. Paleo-ecology of the southern Chilean Lake District- Isla Grande de Chiloe- during middle-Late Llanquihue glaciation and deglaciation. Geogr. Ann. 81A, 231–284. https://doi.org/10.1111/1468-0459.00058.

Heyman, J., Stroeven, A., Caffee, M.W., Hattestrand, C., Harbor, J.M., Li, Y., Alexanderson, H., Zhou, L., Hubbard, A., 2011. Palaeoglaciology of Bayan har shan, NE Tibetan plateau: exposure ages reveal a missing LGM expansion. Quat. Sci. Rev. 30, 1988–2001.

Hjort, C., Ingolfsson, O., Bentley, M.G., Björck, S., 2003. The Late Pleistocene and Holocene glacial and climate history of the Antarctic Peninsula region as documented by the land and lake sediment records – a review. Am. Geophys. Union Antarct. Res. Ser. 79, 95–102.

Houmark-Nielsen, M., 2011. Pleistocene glaciations in Denmark: a closer look at chronology, ice dynamics and landforms. In: Ehlers, J., Gibbard, P.L., Hughes, P.D. (Eds.), Quaternary Glaciations — Extent and Chronology: A Closer Look. Developments in Quaternary Science, 15. Elsevier, Amsterdam, pp. 47–58.

Hughes, P., Fletcher, W., Bell, B., et al., 2020. Late Pleistocene glaciers to present-day snowpatches: a review and research recommendations for the Marrakech High Atlas. Mediterr. Geosci. Rev. 2, 163–184. https://doi.org/10.1007/s42990-020-00027-4.

Hughes, P.D., Fink, D., Rodés, A., Fenton, C.R., Fujioka, G., 2018. Timing of Pleistocene glaciations in the High Atlas, Morocco: New 10Be and 36Cl exposure ages. Quat. Sci. Rev. 180, 193–213.

Hughes, P.D., Gibbard, P.L., Ehlers, J., 2013. Timing of glaciation during the last glacial cycle: evaluating the concept of a global "Last Glacial Maximum". Earth Sci. Rev. 125, 171–198.

Hughes, P.D., Woodward, J.C., 2017. Quaternary glaciation in the Mediterranean mountains: a new synthesis. In: Geological Society London, Spec. Publ, 433, pp. 1–23. https://doi.org/10.1144/SP433.14.

Hulton, N., Purves, N., McCulloch, R., Sugden, D.E., Bentley, M.J., 2002. The Last Glacial Maximum and deglaciation in southern South America. Quat. Sci. Rev. 21, 233–241.

Ibarzabal y Donangelo, T., Hoffmann, J., Naruse, R., 1996. Recent climate changes in southern Patagonia. Bull. Glacier Res. 14, 29–36.

Ingolfsson, O., 2014. Late Quaternary Glaciation of Antarctica. Elsevier.

James, L.A., Harbor, J., Fabel, D., Dahms, D., Elmore, D., 2002. Late Pleistocene glaciations in the Northwestern Sierra Nevada, California. Quat. Res. 57, 409–419.

Jomelli, V., Favier, V., Vuille, M., Braucher, R., Martin, L., Blard, P.H., Colose, C., Brunstein, D., He, F., Khodri, M., Bourles, D.L., Leanni, L., Rinterknecht, V., Grancher, D., Francou, B., Ceballos, J.L., Fonseca, H., Liu, Z., Otto-Bliesner, B.L., 2014. A major advance of tropical Andean glaciers during the Antarctic cold reversal. Nature 513 (7517), 224–228.

Kamleitner, S., Ivy-Ochs, S., Monegato, G., Gianotti, F., Akçar, N., Vockenhuber, C., Christl, M., Synal, H., 2022. The Ticino-Toce glacier system (Swiss-Italian Alps) in the framework of the Alpine Last Glacial Maximum. Quat. Sci. Rev. 279 https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107400.

Kaplan, M.R., Ackert, R.P., Singer, B.S., Douglass, D.C., Kurz, M.D., 2004. Cosmogenic nuclide chronology of millennial-scale glacial advances during O-isotope Stage 2 in Patagonia. Geol. Soc. Am. Bull. 116, 308–321.

Kaplan, M.R., Coronato, A., Hulton, N.R.J., Rabassa, J.O., Kubik, P.W., Freeman, S.P.H.T., 2007. Cosmogenic nuclide measurements in southernmost South America and implications for landscape change. Geomorphology 87, 284–301.

Kaplan, M.R., Fogwill, C.J., Sugden, D.E., Hulton, N.R.J., Kubik, P.W., Freeman, S.P.H.T., 2008. Southern Patagonian glacial chronology for the Last Glacial period and implications for Southern Ocean climate. Quat. Sci. Rev. 27, 284–294.

Kaplan, M.R., Strelin, J.A., Schaefer, J.M., Denton, G.H., Finkel, R.C., Schwartz, R., Putnam, A.E., Vandergoes, M.J., Goehring, B.M., Travis, S.G., 2011. In-situ cosmogenic 10Be production rate at Lago Argentino, Patagonia: implications for late-glacial climate chronology. Earth Planet. Sci. Lett. 309, 21–32.

Kelley, S.E., Kaplan, M.R., Schaefer, J.M., Andersen, B.G., Barrell, D.J.A., Putnam, A.E., Denton, G.H., Schwartz, R., Finkel, R.C., Doughty, A.M., 2014. High-precision 10Be chronology of moraines in the Southern Alps indicates synchronous cooling in Antarctica and New Zealand 42,000 years ago. Earth Planet. Sci. Lett. 405, 194–206. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.07.031.

Kerr, P.J., Tassier-Surine, S.A., Kilgore, S.M., Bettis, E.A., Dorale, J.A., Cramer, B.D., 2021. Timing, provenance, and implications of two MIS 3 advances of the Laurentide Ice Sheet into the Upper Mississippi River Basin, USA. Quat. Sci. Rev. 261 https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.106926.

Kilian, R., Baeza, O., Breuer, S., Rios, F., Arz, H., Lamy, F., Wirtz, J., Baque, D., Korf, P., Kremer, K., Ríos, C., Mutschke, E., Simon, M., De Pol-Holz, R., Arevalo, M., Worner, G., Schneider, C., Casassa, G., 2013. Late glacial and Holocene paleo-geographical and paleoecological evolution of the seno skyring and Otway fjord systems in the Magellan region. An. Inst. Patagonia 41, 5–26.

Korschinek, G., Bergmaier, A., Faestermann, T., et al., 2010. A new value for the half-life of 10Be by heavy-ion elastic recoil detection and liquid scintillation counting. Nucl. Instrum. Methods Phys. Res., Sect. B 268 (2), 187–191.

Köse, O., Sarıkaya, M.A., Çiner, A., Candaş, A., 2019. Late Quaternary glaciations and cosmogenic 36Cl geochronology of Mount Dedegöl, south-west Turkey. J. Quat. Sci. 34 (1), 51–63. https://doi.org/10.1002/jqs.3080.

Kuhlemann, J., Rohling, E.J., Krumrei, I., Kubik, P., Ivy-Ochs, S., Kucera, M., 2008. Regional synthesis of Mediterranean atmospheric circulation during the Last Glacial Maximum. Science 321, 1338–1340.

Laabs, B.J.C., Refsnider, K.A., Munroe, J.S., Mickelson, D.M., Applegate, P.J., Singer, B.S., Caffee, M.W., 2009. Latest Pleistocene glacial chronology of the Uinta Mountains: support for moisture-driven asynchrony of the last deglaciation. Quat. Sci. Rev. 28, 1171–1187.

Lal, D., 1991. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. Earth Planet. Sci. Lett. 104 (2–4), 424–439.

Larter, R.D., Anderson, J.B., Graham, A.G.C., Gohl, K., Hillenbrand, C.-D., Jakobsson, M., Johnson, J.S., Kuhn, G., Nitsche, F.O., Smith, J.A., Witus, A.E., Bentley, M.J., Dowdeswell, J.A., Ehrmann, W., Klages, J.P., Lindow, J., O´Cofaigh, C., Spiegel, C., 2014. Reconstruction of changes in the Amundsen Sea and Bellingshausen Sea sector of the West Antarctic Ice Sheet since the Last Glacial Maximum. Quat. Sci. Rev. 100, 55–86.

Leger, T.P.M., Hein, S.A., Bingham, R.G., Rodés, A., Fabel, D., Smedley, R.K., 2021. Geomorphology and 10Be chronology of the Last Glacial Maximum and deglaciation in northeastern Patagonia, 43oS-71oW. Quat. Sci. Rev. 272 https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.107194.

Leontaritis, A.D., Kouli, K., Pavlopoulos, K., 2020. The glacial history of Greece: a comprehensive review. Mediterr. Geosci. Rev. 2, 65–90. https://doi.org/10.1007/s42990-020-00021-w.

Licciardi, J.M., Pierce, K.L., 2008. Cosmogenic exposure age chronologies of Pinedale and Bull Lake glaciations in greater Yellowstone and the Teton Range, USA. Quat. Sci. Rev. 27, 814–831.

Lifton, N., Sato, T., Dunai, T.J., 2014. Scaling in situ cosmogenic nuclide production rates using analytical approximations to atmospheric cosmic-ray fluxes. Earth Planet. Sci. Lett. 386, 149–160.

Mangerud, J., Gyllencreutz, R., Øystein, L., Svendsen, J.I., 2011. Glacial history of Norway. In: Ehlers, J., Gibbard, P.L., Hughes, P.D. (Eds.), Quaternary Glaciations — Extent and Chronology: A Closer Look. Developments in Quaternary Science, 15. Elsevier, Amsterdam, pp. 279–298.

Martin, F.M., San Román, M., Morello, F., Todisco, D., Prevosti, F.J., Borrero, L.A., 2013. Land of the ground sloths: recent research at Cueva Chica, Última Esperanza, Chile. Quat. Int. 305, 56–66.

McCarthy, A., Mackintosh, A., Rieser, U., Fink, D., 2008. Mountain glacier chronology from Boulder Lake, New Zealand, indicates MIS 4 and MIS 2 ice advances of similar extent. Arctic Antarct. Alpine Res. 40, 695–708. https://doi.org/10.1657/1523-0430(06-111)[MCCARTHY]2.0.CO;2.

McCulloch, R.D., Fogwill, C.J., Sugden, D.E., Bentley, M.J., Kubik, P.W., 2005. Chronology of the Last Glaciation in Central Strait of Magellan and Bahía Inútil, Southernmost South America. Geogr. Ann. Ser. B 87 (2), 289–312.

Meglioli, A., 1992. Glacial Geology and Chronology of Southernmost Patagonia and Tierra del Fuego, Argentina and Chile (PhD Thesis). Lehigh University, Pennsylvania, 215 p.

Mendelova, M., Hein, A., McCulloch, R., Davies, B., 2017. The Last Glacial Maximum and Deglaciation in Central Patagonia, 44o S–49o S. Cuad. Investig. Geogr. 43, 719.

Mendelova, M., Hein, A., Rod, A., Xu, S., 2020. Extensive mountain glaciation in central Patagonia during Marine Isotope Stage 5. Quat. Sci. Rev. 227, 105996.
Mercer, J.H., 1984. Simultaneous climatic change in both hemispheres and similar bipolar interglacial warming: evidence and implications. In: Hansen, J.E., Takahashi, T. (Eds.), Climate Processes and Climate Sensitivity, vol. 29. American Geophysical Union, Washington, D. C, pp. 307–313.
Mix, A.C., Bard, E., Schneider, R., 2001. Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG). Quat. Sci. Rev. 20, 627–657.
Monegato, G., Scardia, G., Rizzini, F., Piccin, A., 2017. The Alpine LGM in the boreal icesheets Game. Sci. Rep. 7, 2078. https://doi.org/10.1038/s41598-017-02148-7.
Moreno, F.P., 1899. Explorations in Patagonia. Geogr. J. 14 (3), 241–269.
Moreno, P.I., Denton, G.H., Moreno, H., Lowell, T.V., Putnam, A.E., Kaplan, M.R., 2015. Radiocarbon chronology of the Last Glacial Maximum and its termination in northwestern Patagonia. Quat. Sci. Rev. 122, 233–249.
Nyvlt, D., Glasser, N.F., Hocking, E., Oliva, M., Roberts, S.J., Roman, M., 2020. Tracing the deglaciation since the Last Glacial Maximum. In: Oliva (Ed.), Past Antarctica. Chapter 5.
Ó'Cofaigh, C., Davies, B.J., Livingstone, S.J., Smith, J.A., Johnson, J.S., Hocking, E.P., et al., 2014. Reconstruction of ice-sheet changes in the Antarctic Peninsula since the Last Glacial Maximum. Quat. Sci. Rev. 100, 87–110.
Oliva, M., Gómez Ortiz, A., Palacios, D., Salvador-Franch, F., Salva-Catarineu, M., 2014. Environmental evolution in Sierra Nevada (South Spain) since the Last Glaciation based on multi-proxy records. Quat. Int. 353, 195–209.
Oliva, M., Palacios, D., Fernández-Fernández, J.M., et al., 2019. Late Quaternary glacial phases in the Iberian Peninsula. Earth Sci. Rev. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.03.015.
Owen, L., Caffee, M., Finkel, R., Seong, Y.B., 2008. Quaternary glaciation of the Himalayan-Tibetan orogen. J. Quat. Sci. 23, 513–531.
Owen, L.A., Dortch, J.M., 2014. Nature and timing of Quaternary glaciation in the Himalayan-Tibetan orogen. Quat. Sci. Rev. 88, 14–54.
Palacios, D., Gómez-Ortiz, A., de Andrés, N., Vázquez-Selem, L., Salvador-Franch, F., Oliva, M., 2015. Maximum extent of Late Pleistocene glaciers and Last Deglaciation of La Cerdanya mountains, Southeastern Pyrenees. Geomorphology 231, 116–129.
Palacios, D., Stokes, C.R., Phillips, F.M., Clagued, J.J., Alcalá-Reygosa, J., Andrés, N., Angel, I., Blard, P.-H., Briner, J.P., Hall, B.L., Dahms, D., Hein, A.S., Jomelli, V., Mark, B.G., Martini, M.A., Moreno, P., Riedel, J., Sagredo, E., Stansell, N.D., Vázquez-Selem, L., Vuille, M., Ward, D.J., 2020. The deglaciation of the Americas during the Last Glacial Termination. Earth Sci. Rev. 203, 103113 https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103113.
Peltier, C., Kaplan, M.R., Birkel, S.D., Soteres, R.L., Sagredo, E.A., Aravena, J.C., Araos, J., Moreno, P.I., Schwartz, R., Schaefer, J.M., 2021. The large MIS 4 and long MIS 2 glacier maxima on the southern tip of South America. Quat. Sci. Rev. 94–106.
Petherick, L.M., Knight, J., Shulmeister, J., et al., 2022. An extended last glacial maximum in the Southern Hemisphere: a contribution to the SHeMax project. Earth Sci. Rev. 231 https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.104090.
Phillips, F.M., Zreda, M., Plummer, M.A., Elmore, D., Clark, D.H., 2009. Glacial geology and chronology of Bishop Creek and vicinity, eastern Sierra Nevada, California. Geol. Soc. Am. Bull. 121, 1013–1033.
Putnam, A.E., Schaefer, J.M., Denton, G.H., Barrell, D.J.A., Birkel, S.D., Andersen, B.G., Kaplan, M.R., Finkel, R.C., Schwartz, R., Doughty, A.M., 2013. The last glacial maximum at 44oS documented by a 10Be moraine chronology at lake Ohau, southern Alps of New Zealand. Quat. Sci. Rev. 62, 114–141. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.10.034.
Quirk, B.J., Huss, E., Laabs, B.J.C., Leonard, E., Licciardi, J., Plummer, M.A., Caffee, M. W., 2022. Late Pleistocene glacial chronologies and paleoclimate in the northern Rocky Mountains. Clim. Past 18, 293–312. https://doi.org/10.5194/cp-18-293-2022.
Quirk, B.J., Moore, J.R., Laabs, B.J.C., Plummer, M.A., Caffee, M.W., 2020. Latest Pleistocene glacial and climate history of the Wasatch Range, Utah. Quat. Sci. Rev. 238, 106313.
Rabassa, J., 2008. Late Cenozoic glaciations in Patagonia and Tierra del Fuego. In: Rabassa, J. (Ed.), Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego. Developments in Quaternary Sciences, 11. Elsevier, Amsterdam, pp. 151–204.
Rabassa, J., Coronato, A., 2009. Glaciations in Patagonia and Tierra del Fuego during the Ensenadan Stage/Age (Early Pleistocene–earliest Middle Pleistocene). Quat. Int. 210, 18–36.
Rabassa, J., Coronato, A., Martinez, O., Reato, A., 2022. Last Glacial Maximum, Late Glacial and Holocene of Patagonia. In: Archaeology of Piedra Museo Locality: An Open Window to the Early Population of Patagonia. Springer, pp. 59–84.
RAISED Consortium, 2014. A community-based geological reconstruction of Antarctic Ice Sheet deglaciation since the Last Glacial Maximum. Quat. Sci. Rev. 100, 1–9.
Retamal-Ramírez, F., Castillo, A., Bernales, J., Rogozhina, I., 2022. Reconstruction of the Patagonian Ice Sheet During the Last Glacial Maximum Using Numerical Modelling and Geological Constraints. EGU22-1774. https://doi.org/10.5194/egusphere-egu22-1774.
Rhee, H.H., Lee, M.K., Seong, Y.B., Hong, S., Lee, J.I., Yoo, K.-C., Yu, B.Y., 2019. Timing of the local last glacial maximum in Terra Nova Bay, Antarctica defined by cosmogenic dating. Quat. Sci. Rev. 221, 105897.
Roberts, S.J., McCulloch, R.D., Emmings, J.F., et al., 2022. Late Glacial and Holocene Palaeolake History of the Última Esperanza Region of Southern Patagonia. Front. Earth Sci. 10 https://doi.org/10.3389/feart.2022.813396.
Rother, H., Stauch, G., Loibl, D., Lehmkuhl, F., Freeman, S.P.H.T., 2017. Late Pleistocene glaciations at Lake Donggi Cona, eastern Kunlun Shan (NE Tibet): early maxima and a diminishing trend of glaciation during the last glacial cycle. Boreas. https://doi.org/10.1111/bor.12227. ISSN 0300-9483.
Ruszkiczay-Rüdiger Kern, Z., 2021. Limited glacial erosion during the last glaciation in mid-latitude cirques (Retezat Mts, Southern Carpathians, Romania). Geomorphology 384, 107719.
Ruszkiczay-Rüdiger, Z., Temovski, M., Kern, Z., Madarasz, B., Milevski, I., Lachner, J., Steier, P., 2022. Late Pleistocene glacial advances, equilibrium-line altitude changes and paleoclimate in the Jakupica Mts (North Macedonia). Catena 106383.
Sagredo, E.A., Moreno, P.I., Villa-Martinez, R., Kaplan, M.R., Kubik, P.W., Stern, C.R., 2011. Fluctuations of the Última Esperanza ice lobe (52°S), Chilean Patagonia, during the last glacial maximum and termination. Geomorphology 125, 92–108.
Sarıkaya, M.A., Çiner, A., 2015. Late Pleistocene glaciations and paleoclimate of Turkey. Bull. Mineral Res. Explor. Inst. Turk. 151, 107–127.
Sarıkaya, M.A., Çiner, A., 2017. The late Quaternary glaciation in the Eastern Mediterranean. In: Hughes, P., Woodward, J. (Eds.), Quaternary Glaciation in the Mediterranean Mountains, 433. Geological Society of London Special Publication, pp. 289–305. https://doi.org/10.1144/SP433.4.
Sarıkaya, M.A., Çiner, A., Haybat, H., Zreda, M., 2014. An early advance of glaciers on Mount Akdağ, SW Turkey, before the global Last Glacial Maximum; insights from cosmogenic nuclides and glacier modeling. Quat. Sci. Rev. 88, 96–109. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.01.016.
Sarıkaya, M.A., Stepišnik, U., Žebre, M., Çiner, A., Yıldırım, C., Vlahovic, I., Tomljenovic, B., Matos, B., Wilcken, K.M., 2020. Last glacial maximum deglaciation of the Southern Velebit Mt. (Croatia): insights from cosmogenic 36Cl dating of Rujanska Kosa. Mediterr. Geosci. Rev. 2, 1, 53–64. https://doi.org/10.1007/s42990-020-00030-9.
Sarıkaya, M.A., Zreda, M., Çiner, A., 2009. Glaciations and palaeoclimate of Mt Erciyes, central Turkey, since the Last Glacial Maximum, inferred from 36Cl cosmogenic dating and glacier modeling. Quat. Sci. Rev. 28 (23–24), 2326–2341.
Sarıkaya, M.A., Zreda, M., Çiner, A., Zweck, C., 2008. Cold and wet Last Glacial Maximum on Mount Sandıras, SW Turkey, inferred from cosmogenic dating and glacier modeling. Quat. Sci. Rev. 27 (7–8), 769–780. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.01.002.
Schaefer, J.M., et al., 2015. The southern glacial maximum 65,000 years ago and its unfinished termination. Quat. Sci. Rev. 114, 52–60. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.02.009.
Seguinot, J., Ivy-Ochs, S., Jouvet, G., Huss, M., Funk, M., Preusser, F., 2018. Modelling last glacial cycle ice dynamics in the Alps. Cryosphere 12, 3265–3285. https://doi.org/10.5194/tc-12-3265-2018.
Shulmeister, J., Thackray, G.D., Rittenour, T.M., Fink, D., Patton, N.R., 2019. The timing and nature of the last glacial cycle in New Zealand. Quat. Sci. Rev. 206, 1–20.
Smith, J.A., Hillenbrand, C.-D., Kuhn, G., Larter, R.D., Graham, A.G.C., Ehrmann, W., Moreton, S.G., Forwick, M., 2011. Deglacial history of the West Antarctic Ice Sheet in the western Amundsen Sea Embayment. Quat. Sci. Rev. 30, 488–505.
Solari, M., Le Roux, J., Herve, F., Airo, A., Caldero, M., 2012. Evolution of the Great Tehuelche Paleolake in the Torres del Paine National Park of Chilean Patagonia during the Last Glacial Maximum and Holocene. Andean Geol. 39, 1–21.
Stern, C.R., Moreno, P.I., Villa-Martinez, R., Sagredo, E.A., Prieto, A., Labarca, R., 2011. Evolution of ice-dammed proglacial lakes in Última Esperanza, Chile: implications from the late-glacial R1 eruption of Reclús volcano, Andean Austral Volcanic Zone. Andean Geol. 38 (1), 82–97.
Stokes, C., Tarasov, L., Dyke, A.S., 2012. Dynamics of the north American Ice Sheet Complex during its inception and build-up to the Last Glacial Maximum. Quat. Sci. Rev. 50, 86–104.
Stone, J.O., 2000. Air pressure and cosmogenic isotope production. J. Geophys. Res. 105 (B10), 23753–23759.
Sugden, D.E., Bentley, M.J., Fogwill, C.J., Hulton, N.R.J., Mcculloch, R.D., Purves, R.S., 2005. Late-glacial glacier events in southernmost South America: a blend of 'northern' and 'southern' hemispheric climatic signals? Geogr. Ann. Ser. B 87 (2), 273–288. https://doi.org/10.1111/j.0435-3676.2005.00259.x.
Sugden, D.E., Hulton, N.R.J., Purves, N.S., 2002. Modelling the inception of the Patagonian icesheet. Quat. Int. 95–96, 55–64.
Sutherland, R., Kim, K., Zondervan, A., McSaveney, M., 2007. Orbital forcing of midlatitude Southern Hemisphere glaciation since 100 ka inferred from cosmogenic nuclide ages of moraine boulders from the Cascade Plateau, southwest New Zealand. Geol. Soc. Am. Bull. 119 (3/4), 443–451. https://doi.org/10.1130/B25852.1.
Thackray, G.D., 2008. Varied climatic and topographic influences on Late Pleistocene mountain glaciation in the western United States. J. Quat. Sci. 23, 671–681.
Tulenko, J.P., 2022. Alpine Glacial Patterns Across North America: Assessing Regional Climate Forcing of Pleistocene Alpine Glaciation With a Data-model Comparison and Two Alpine Valley-scale 10Be Chronology Case Studies. University at Buffalo, The State University of New York.
Ünal-İmer, E., Shulmeister, J., Zhao, J.-X., Uysal, T., Feng, Y.-X., Nuguyen, A.I., Yüce, G., 2015. An 80 kyr-long continuous speleothem record from Dim Cave, SW Turkey with paleoclimatic implications for the Eastern Mediterranean. Sci. Rep. 5, 13560. https://doi.org/10.1038/srep13560.
Wright, A.P., White, D.A., Gore, D.B., Siegert, M.J., 2008. Antarctica at the Last Glacial Maximum, Deglaciation and the Holocene. In: Florindo, F., Siegert, M. (Eds.), Antarctic Climate Evolution, Developments in Earth & Environmental Sciences, 8, pp. 531–570. https://doi.org/10.1016/S1571-9197(08)00012-8.
Xu, S., Dougans, A.B., Freeman, S.P.H.T., Schnabel, C., Wilcken, K.M., 2010. Improved 10Be and 26Al AMS with a 5 MV spectrometer. Nucl. Instrum. Methods Phys. Res., Sect. B 268 (7–8), 736–738.

Yan, Qing, Wei, T., Zhang, Z., 2022. Modeling the climate sensitivity of Patagonian glaciers and their responses to climatic change during the global last glacial maximum. Quat. Sci. Rev. 288 https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107582.

Žebre, M., Sarıkaya, M.A., Stepišnik, U., Colluci, R.R., Yıldırım, C., Çiner, A., Candaş, A., Vlahovic, I., Tomljenovic, B., Matos, B., Wilcken, K.M., 2021. An early glacial maximum during the last glacial cycle on the northern Velebit Mt. (Croatia). Geomorphology 392. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107918.

Žebre, M., Sarıkaya, M.A., Stepišnik, U., Yıldırım, C., Çiner, A., 2019. First 36Cl cosmogenic moraine geochronology of the Dinaric mountain karst: Velež and Crvanj Mountains of Bosnia and Herzegovina. Quat. Sci. Rev. 208, 54–75. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.02.002.

Annexe 2

Tableaux et Figures supplémentaires

Tableau supplémentaire 1. Caractéristiques des nuages de points lasergrammétriques acquis à l'aide d'un scanner laser terrestre à mesure de différence de phase FARO Focus, assemblés à l'aide du logiciel RealWorks v11.0 et nettoyés à l'aide du logiciel 3D Reshaper 2018.....255

Tableau supplémentaire 2. Mesures d'azimut et de pendage du substrat rocheux réalisées par l'auteur.....256

Figure supplémentaire 1. Tableau d'assemblage des nuages de points lasergrammétriques construits par l'auteur à l'aide du logiciel RealWorks v11.0.....258

Figure supplémentaire 2. Protocole de géoréférencement des nuages de points élaboré pour les besoins de notre étude.....259

Figure supplémentaire 3. Protocole de nettoyage et de maillage des nuages de points élaboré pour les besoins de notre étude.....260

Figure supplémentaire 4. Protocole de traitement des données géophysiques élaboré pour les besoins de notre étude.....261

Tableau supplémentaire 3. Liste des fouilles documentées par des photographies ou des échantillons par Dominique Todisco, de 2011 à 2017, puis par l'auteur, de 2017 à 2018, et statut des échantillons de sédiments.....262

Tableau supplémentaire 4. Liste des analyses pratiquées sur les échantillons de roche et de sédiments en vrac.....263

Tableau supplémentaire 5. Liste des lames minces de roche et de sédiments ayant fait l'objet d'observations systématiques par l'auteur au laboratoire IDEES (université de Rouen), au microscope optique, en LPNA et LPA.....267

Tableau supplémentaire 6. Composition granulométrique (%), déterminée par la méthode de la diffraction laser, et teneur en matière organique (%), déterminée par la méthode de la perte au feu à 375°C, des échantillons de sédiments. Les analyses ont été réalisées au Laboratoire d'Analyse des Sols (université de Strasbourg) sous la supervision de Martine Trautmann.....269

Tableau supplémentaire 7. Composition de la fraction cristalline des échantillons de roche et de sédiments (%), déterminée par la méthode de la diffraction des rayons X. Les analyses ont été effectuées par la société XRD Analytical & Consulting (Pretoria, Afrique du Sud).....273

Tableau supplémentaire 8. Teneur en éléments majeurs des tephras issus des volcans Aguilera, Burney, Hudson et Reclus, déterminée par ICP-OES (tephras en vrac) et par EDX (verre volcanique). Les tephras en vrac du Cerro Benítez ont été analysés par le Service d'Analyse des

Roches et Minéraux (université de Nancy) à l'aide d'un spectromètre iCap6500. Le verre volcanique des tephras du Cerro Benítez a été analysé par l'auteur au laboratoire Morphodynamique Continentale et Côtière (université de Rouen) à l'aide d'un microscope électronique à balayage Bruker.....275

Tableau supplémentaire 9. Teneur en éléments majeurs, déterminée par ICP-OES, des échantillons de sédiments. Les analyses ont été effectuées par le Service d'Analyse des Roches et Minéraux (université de Nancy) à l'aide d'un spectromètre iCap6500.....282

Tableau supplémentaire 10. Teneur en éléments majeurs, déterminée par EDX, des framboïdes identifiés dans les lames minces de mudstone de la Formation Cerro Toro. Les analyses ont été effectuées par l'auteur au laboratoire Morphodynamique Continentale et Côtière (université de Rouen) à l'aide d'un microscope électronique à balayage Bruker.....283

Tableau supplémentaire 11. Liste des particules et structures identifiées dans les lames minces analysées par l'auteur au laboratoire IDEES (université de Rouen), à l'aide d'un microscope optique, en LPNA et LPA.....284

Figure supplémentaire 5. Diagramme textural des échantillons de sédiments de la Cueva de la Ventana d'après les résultats présentés dans le Tableau supplémentaire 6.....289

Figure supplémentaire 6. Diagramme textural des échantillons de sédiments de la Cueva Escondida d'après les résultats présentés dans le Tableau supplémentaire 6.....289

Figure supplémentaire 7. Diagramme textural des échantillons de sédiments de la Cueva del Milodón d'après les résultats présentés dans le Tableau supplémentaire 6.....290

Figure supplémentaire 8. Diagramme textural des échantillons de sédiments de la Cueva del Medio d'après les résultats présentés dans le Tableau supplémentaire 6.....290

Figure supplémentaire 9. Diagramme textural des échantillons de sédiments de la Cueva Chica d'après les résultats présentés dans le Tableau supplémentaire 6.....291

Figure supplémentaire 10. Diagramme textural des échantillons de sédiments de la Cueva Ciro d'après les résultats présentés dans le Tableau supplémentaire 6.....291

Tableau supplémentaire 1. Caractéristiques des nuages de points lasergrammétriques acquis à l'aide d'un scanner laser terrestre à mesure de différence de phase FARO Focus, assemblés à l'aide du logiciel RealWorks v11.0 et nettoyés à l'aide du logiciel 3D Reshaper 2018.

Cave	Number of stations	Overall best-fit registration error	Number of points					
			Sample resolution	Initial cloud sample	Noise detection (intensity = 50 %)	Manual cleaning	Noise detection (intensity = 20%)	Final clean cloud
C. d. Milodón	86	4.5 mm	20 mm	295,968,861	508,281	7,059,768	179,583	289,211,229
C. d. Medio	47	3.8 mm	20 mm	58,956,840	101,924	13,993,896	0	44,861,020
C. Chica	27	5.3 mm	20 mm	29,366,345	1,790,085	5,341,921	10,266	22,224,073

Tableau supplémentaire 2. Mesures d'azimut et de pendage du substrat rocheux réalisées par l'auteur.

Cavity	Type	Latitude	Longitude	Bed azimuth (°N)	Dip	Scarp azimuth (°N)	Angle between scarp azimuth and bed azimuth (°)
A. Pedro Cárdenas	Rockshelter	-51°34'25.4"	-072°35'13.2"	174	20°E	46	52
A. d. los Bloques	Rockshelter	-51°33'35.5"	-072°37'20.3"	116	12°S	31	85
A. d. los Conglomerados	Rockshelter	-51°33'44.7"	-072°37'18.3"	80	8°S	88	8
A. Norte	Rockshelter	-51°33'41.9"	-072°37'15.5"	112	10°W	166	54
C. d. la Ventana	Rockshelter	-51°33'14.6"	-072°37'50.1"	178	35°W	30	32
C. Nordenskjöld	Cave	-51°34'20.9"	-072°35'20.6"	166	30°E	6	20
C. Escondida	Cave	-51°33'14.1"	-072°37'49.1"	153	34°W	22	49
A. d. Diablo	Rockshelter	-51°35'05.1"	-072°36'06.9"	76	12°S	2	74
C. Ciro	Rockshelter	-51°34'25.7"	-072°35'06.4"	143	30°E	11	48
A. d. las Ovejas Muertas	Rockshelter	-51°34'05.9"	-072°36'20.6"	136	2°E	42	86
A. Dos Herraduras	Rockshelter	-51°33'34.4"	-072°37'23.1"	156	8°W	41	65
A. Quemado	Cave	-52°32'52.9"	-072°34'33.6"	166	34°E	29	43
C. d. Milodón	Cave	-51°33'53.6"	-072°37'06.1"	80	6°S		
		-51°33'54.9"	-072°37'09.7"	106	20°S		
		-51°33'49.0"	-072°37'08.0"	86	12°S		
		-51°33'46.4"	-072°37'07.2"	78	12°S		
		-51°33'44.9"	-072°37'05.4"	122	12°S		
		-51°33'49.9"	-072°37'15.9"	46	18°S		
		-51°33'48.1"	-072°37'10.7"	36	12°S		
		-51°33'47.8"	-072°37'22.2"	80	2°S		
		-51°33'45.8"	-072°37'14.1"	46	20°S		
		-51°33'45.5"	-072°37'23.1"	66	4°S		
		-51°33'59.7"	-072°37'04.6"	98	12°S		
		-51°33'58.3"	-072°37'09.2"	112	10°S		
		Inside the cave		87	12°S		
		Inside the cave		72	18°S		
		Mean		80		2	78
C. d. Medio	Cave	-51°34'12.8"	-072°36'06.3"	156	22°W		
		-51°34'11.6"	-072°35'58.1"	130	24°W		
		-51°34'15.6"	-072°36'13.3"	156	8°W		
		-51°34'14.0"	-072°36'12.9"	138	18°W		
		-51°34'13.3"	-072°36'13.3"	144	22°W		
		-51°34'13.5"	-072°36'12.5"	78	12°S		
		-51°34'12.0"	-072°36'10.5"	136	20°W		
		-51°34'15.4"	-072°36'04.6"	150	36°W		
		Inside the cave		132	16°W		
		Mean		136		62	74
C. Chica	Cave	-51°34'23.6"	-072°35'08.1"	136	25°E		

-51°34'24.5"	-072°35'06.8"	150	30°E		
-51°34'25.1"	-072°35'05.9"	152	40°E		
-51°34'25.5"	-072°35'08.4"	176	40°E		
-51°34'23.1"	-072°35'10.8"	150	24°E		
-51°34'24.4"	-072°35'11.3"	12	26°E		
-51°34'23.6"	-072°35'27.5"	150	34°E		
-51°34'23.9"	-072°35'28.6"	166	32°E		
-51°34'28.1"	-072°35'26.7"	176	18°E		
-51°34'22.6"	-072°35'27.4"	160	24°E		
-51°34'22.5"	-072°35'26.3"	166	32°E		
-51°34'24.1"	-072°35'21.2"	10	5°E		
-51°34'36.3"	-072°35'12.8"	176	48°E		
-51°34'27.1"	-072°35'08.4"	152	15°E		
Inside the cave		162	30°E		
Mean		164		115	49

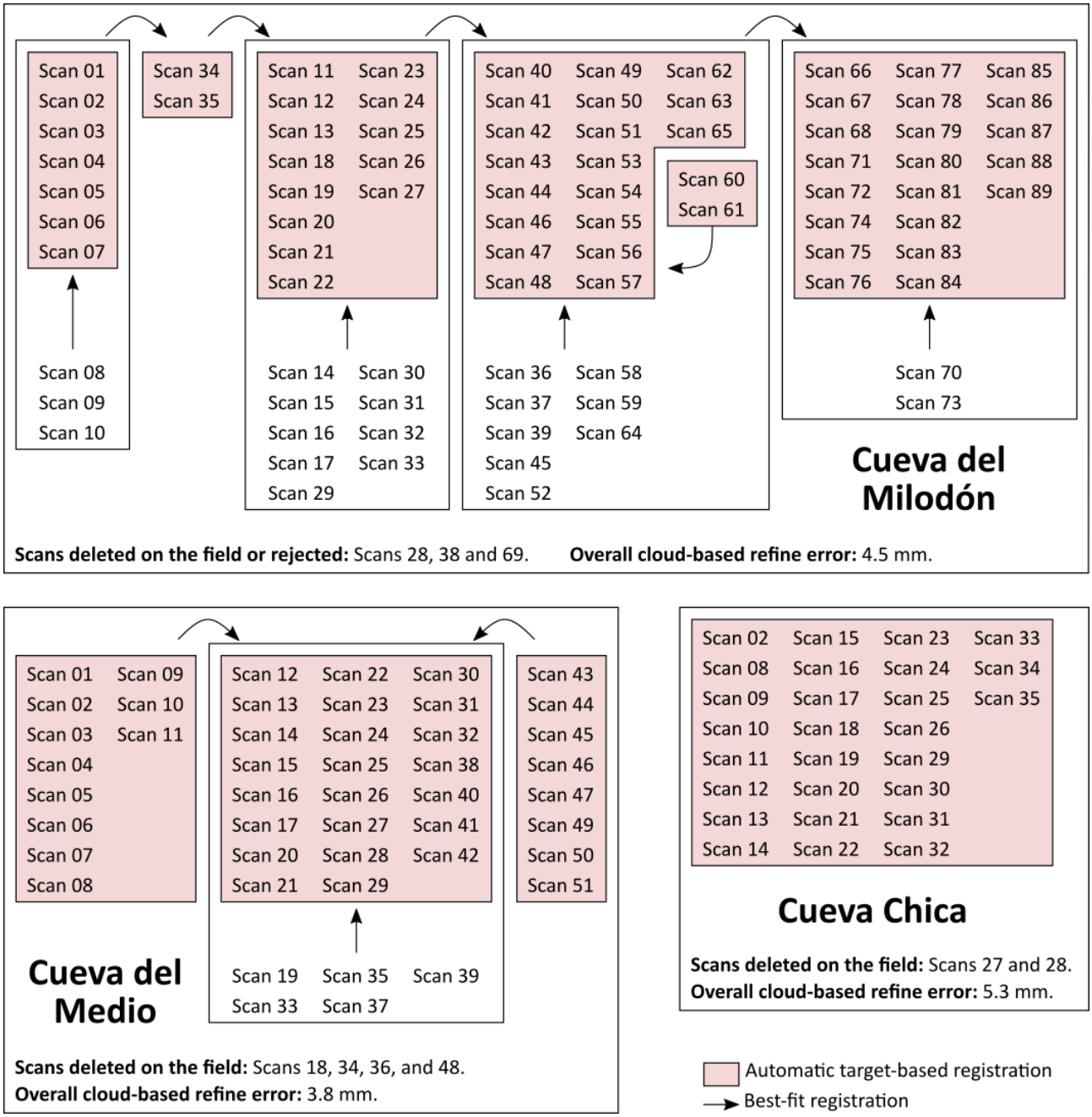


Figure supplémentaire 1. Tableau d'assemblage des nuages de points lasergrammétriques construits par l'auteur à l'aide du logiciel RealWorks v11.0.

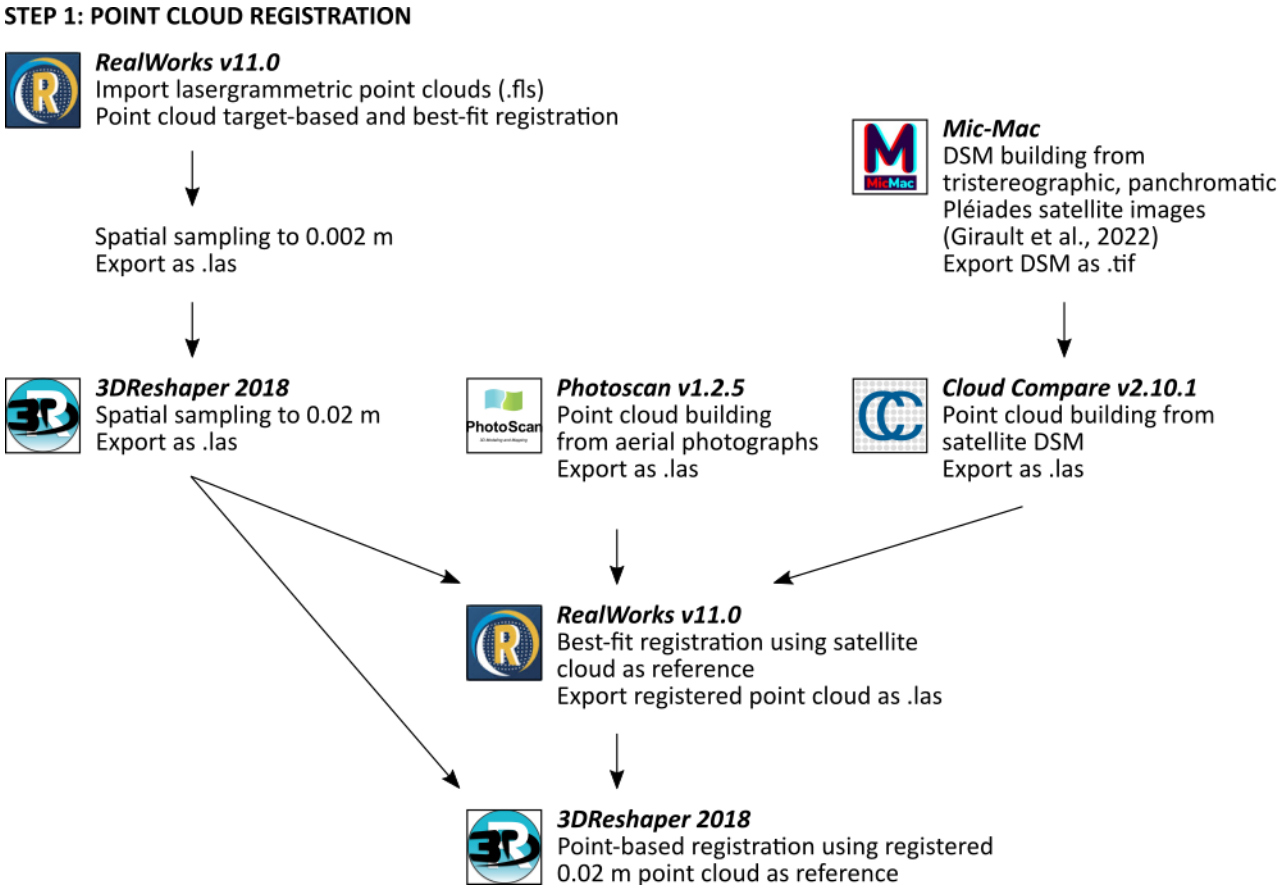


Figure supplémentaire 2. Protocole de géoréférencement des nuages de points élaboré pour les besoins de notre étude.

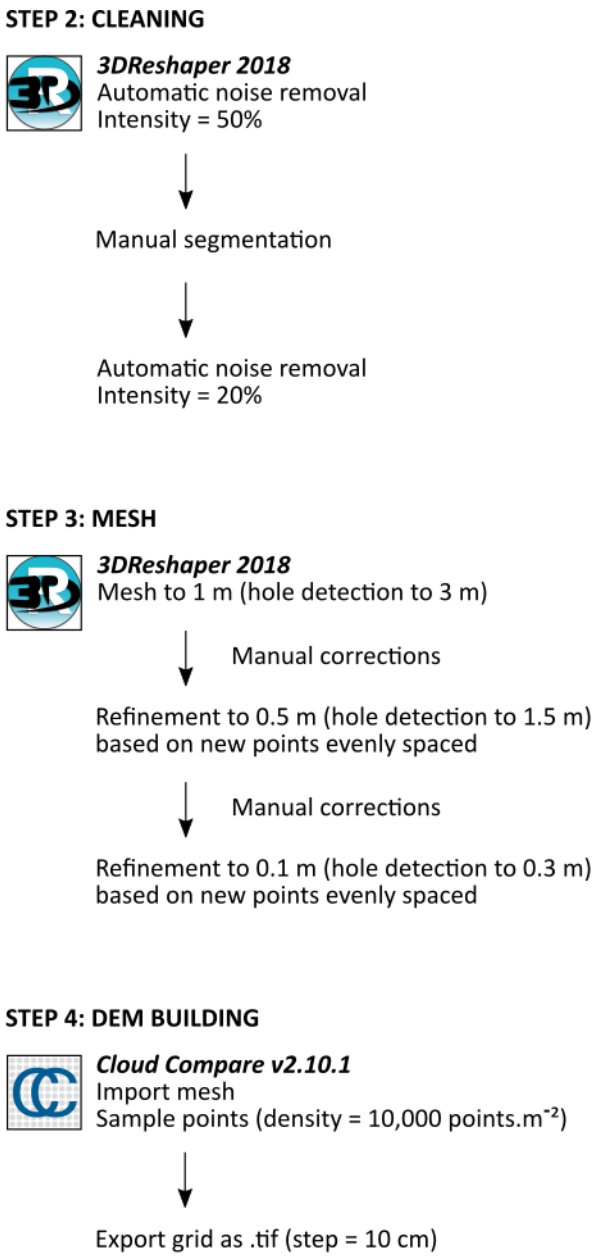


Figure supplémentaire 3. Protocole de nettoyage et de maillage des nuages de points élaboré pour les besoins de notre étude.

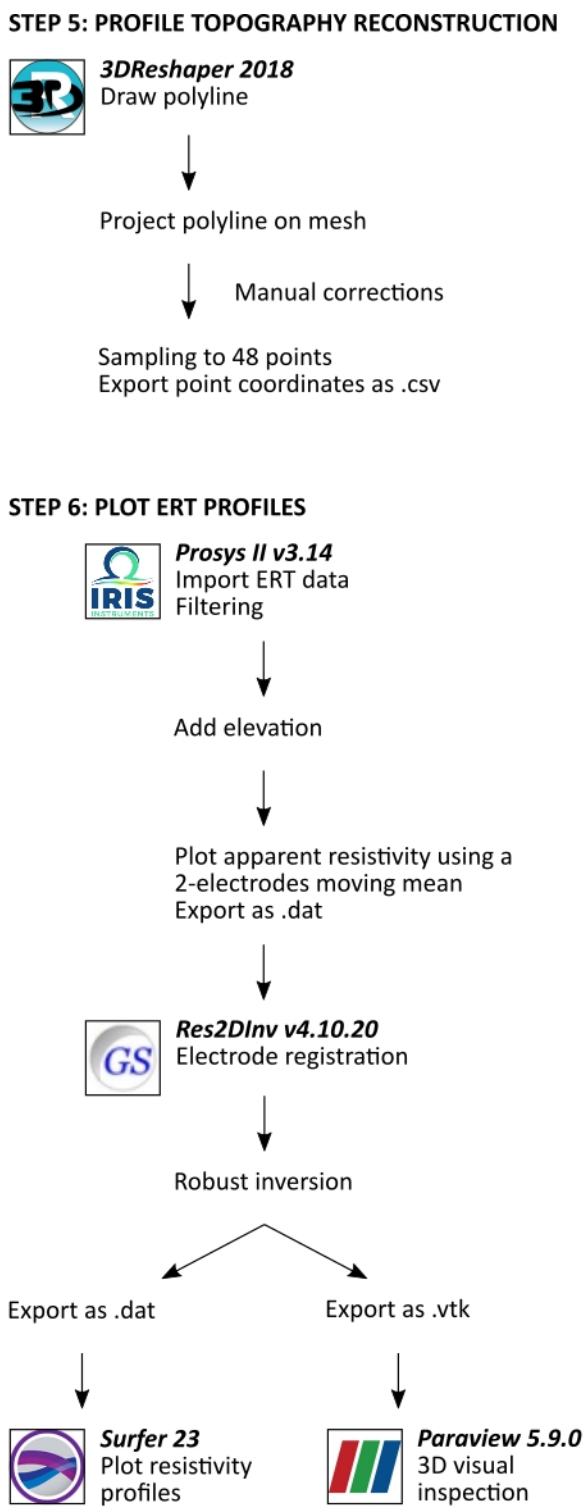


Figure supplémentaire 4. Protocole de traitement des données géophysiques élaboré pour les besoins de notre étude.

Tableau supplémentaire 3. Liste des fouilles documentées par des photographies ou des échantillons par Dominique Todisco, de 2011 à 2017, puis par l'auteur, de 2017 à 2018, et statut des échantillons de sédiments.

Site	Year	Sample status	Section described in this study
C. Chica	2011	Analysed (this study)	Yes
C. d. Medio	2012	Analysed (this study)	Yes
C. d. Milodón	2013	Analysed (this study)	Yes
C. Escondida	2015	Analysed (this study)	Yes
C. Ciro	2015	Analysed (this study)	Yes
C. d. la Ventana	2016	Analysed (this study)	Yes
A. Dos Herraduras	2016	No sample	Yes
C. Chica	2016	Not analysed yet Stored at University of Rouen	No: same stratigraphic units as 2011 excavation
C. d. Milodón	2017	Not analysed yet Stored at University of Rouen	No: reworked material from Nordenskjöld's 1899 excavation
A. d. las Ovejas Muertas	2017	Not analysed yet Stored at University of Magallanes	Yes
A. Pedro Cárdenas	2017	Not analysed yet Stored at University of Magallanes	Yes
A. Pedro Cárdenas	2018	No sample	No: same stratigraohic units as 2017 excavation
A. d. Diablo	2018	Not analysed yet Stored at University of Magallanes	No: no evidence of Pleistocene sediments

Tableau supplémentaire 4. Liste des analyses pratiquées sur les échantillons de roche et de sédiments en vrac.

Site	Unit	Sample	Particle size Laser diffraction	Organic matter Loss on Ignition	Mineral phases XRD	Major elements ICP-OES	Major elements EDS	Sulfur Ion chromatography
C. d. la Ventana	U01	VEN16-W-S08	x	x				
C. d. la Ventana	U01	VEN16-W-S09	x	x				
C. d. la Ventana	U02	VEN16-E-S04	x	x		x		
C. d. la Ventana	U02	VEN16-E-S05	x	x		x		
C. d. la Ventana	U02	VEN16-E-S06	x	x		x		
C. d. la Ventana	U02	VEN16-E-S07	x	x		x		
C. d. la Ventana	U03	VEN16-E-S03	x	x		x		
C. d. la Ventana	U03	VEN16-W-S10	x	x		x		
C. d. la Ventana	U04	VEN16-E-S01	x	x				
C. Escondida	U01	ESC15-S-S04	x	x				
C. Escondida	U02	ESC15-S-S02	x	x		x		
C. Escondida	U02	ESC15-S-S03	x	x		x		
C. Escondida	U04	ESC15-S-S01	x	x				
C. d. Milodón	U01	MIL13-E-S01	x	x				
C. d. Milodón	U01	MIL13-E-S02	x	x				
C. d. Milodón	U01	MIL13-E-S03	x	x				
C. d. Milodón	U01	MIL13-E-S04	x	x				
C. d. Milodón	U01	MIL13-E-S05	x	x				
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-S06	x	x				
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-S07	x	x				
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-S08	x	x				
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-S09	x	x				
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-S10	x	x				
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-S11	x	x				

C. d. Milodón	U02	MIL13-E-S12	x	x				
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-S13	x	x	x			
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-S14	x	x	x			
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-S15	x	x	x			
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-S17	x	x	x			
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-S18	x	x	x			
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-S19	x	x	x			
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-S20			x			x
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-S21						x
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-S22			x			
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-S23	x	x	x			
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-S24			x			x
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-S25	x	x	x			
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-S26	x	x	x			
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-S27	x	x				
C. d. Milodón	Bedrock	Mudstone			x	x	x	
C. d. Milodón	Bedrock	Mudstone			x		x	
C. d. Milodón	Bedrock	Mudstone			x		x	
C. d. Medio	U02	MED12-W-S30	x	x		x		
C. d. Medio	U02	MED12-W-S31	x	x		x		
C. d. Medio	U02	MED12-W-S32	x	x		x		
C. d. Medio	U02	MED12-W-S33	x	x		x		
C. d. Medio	U02	MED12-W-S34	x	x		x		
C. d. Medio	U02	MED12-W-S35	x	x		x		
C. d. Medio	U02	MED12-W-S36	x	x		x		
C. d. Medio	U02	MED12-W-S37	x	x		x		
C. d. Medio	U02	MED12-W-S38	x	x		x		
C. d. Medio	U02	MED12-W-S39	x	x		x		
C. d. Medio	U02	MED12-W-S40	x	x		x		
C. d. Medio	U02	MED12-W-S44	x	x		x		

C. d. Medio	U03	MED12-W-S41	x	x		x	x
C. d. Medio	U04	MED12-E-S09	x	x	x		
C. d. Medio	U04	MED12-E-S10	x	x	x		
C. d. Medio	U04	MED12-E-S11	x	x	x		
C. d. Medio	U04	MED12-E-S12	x	x	x		
C. d. Medio	U04	MED12-E-S13	x	x	x		
C. d. Medio	U04	MED12-E-S14	x	x	x		
C. d. Medio	U04	MED12-E-S15	x	x	x		
C. d. Medio	U04	MED12-E-S16	x	x	x		
C. d. Medio	U04	MED12-W-S42	x	x	x		
C. d. Medio	U04	MED12-W-S43	x	x	x		
C. d. Medio	U05	MED12-E-S04	x	x	x		
C. d. Medio	U05	MED12-E-S05	x	x	x		
C. d. Medio	U05	MED12-E-S06	x	x	x		
C. d. Medio	U05	MED12-E-S07	x	x	x		
C. d. Medio	U05	MED12-E-S08	x	x	x		
C. d. Medio	U06	MED12-E-S03			x		
C. d. Medio	U07	MED12-E-S01	x	x			
C. d. Medio	U07	MED12-E-S02	x	x	x		
C. Chica	U03	CHI11-N-S16	x	x			
C. Chica	U04	CHI11-N-S09	x	x			
C. Chica	U04	CHI11-W-S25	x	x			
C. Chica	U06	CHI11-N-S08	x	x			
C. Chica	U06	CHI11-N-S18	x	x			
C. Chica	U07	CHI11-N-S01	x	x			
C. Chica	U07	CHI11-N-S02	x	x			
C. Chica	U07	CHI11-N-S03	x	x			
C. Chica	U07	CHI11-N-S04	x	x			
C. Chica	U07	CHI11-N-S15	x	x			
C. Chica	U07	CHI11-N-S19	x	x			

C. Chica	U07	CHI11-N-S21	x	x		
C. Chica	U08	CHI11-N-S11	x	x		
C. Chica	U09	CHI11-E-S03	x	x		
C. Chica	Bedrock	Conglomerate			x	
C. Chica	Bedrock	Sandstone			x	x
C. Chica	Bedrock	Sandstone			x	
C. Ciro	U01	CIR15-S-S01	x			
C. Ciro	U01	CIR15-W-S03	x	x		
C. Ciro	U02	CIR15-S-S02	x	x		
C. Ciro	U02	CIR15-W-S04	x	x		
C. Ciro	U03	CIR15-W-S05	x	x		x
C. Ciro	U03	CIR15-W-S06	x	x		x
C. Ciro	U04	CIR15-W-S07	x	x		x
C. Ciro	U04	CIR15-W-S08	x	x		
C. Ciro	U04	CIR15-W-S09	x	x		
C. Ciro	U05	CIR15-W-S10			x	

Tableau supplémentaire 5. Liste des lames minces de roche et de sédiments ayant fait l'objet d'observations systématiques par l'auteur au laboratoire IDEES (université de Rouen), au microscope optique, en LPNA et LPA.

Site	Unit	Sample	Number of thin sections	Size (mm)	Type	Preparation
C. Escondida	U02	ESC15-S-M1	2	100*75	Uncovered	F. Soufi (university of Chambéry)
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-M4	1	100*75	Covered	J. Boreham (university of Newcastle)
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-M2	2	139*67	Covered	J. Boreham (university of Newcastle)
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-M1	3	100*75	Covered	J. Boreham (university of Newcastle)
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-M5	2	139*67	Covered	J. Boreham (university of Newcastle)
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-M3	3	139*67	Covered	J. Boreham (university of Newcastle)
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-M6	2	139*67	Covered	J. Boreham (university of Newcastle)
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-M7	2	139*67	Covered	J. Boreham (university of Newcastle)
C. d. Milodón	Bedrock	Mudstone	3	25*45	Uncovered	F. Soufi (university of Chambéry)
C. d. Medio	U02-U03	MED12-W-M1	2	139*67	Covered	J. Boreham (university of Newcastle)
C. d. Medio	U02	MED12-W-M2	3	139*67	Covered	J. Boreham (university of Newcastle)
C. d. Medio	U02	MED12-W-M6	1	100*75	Uncovered	F. Soufi (university of Chambéry)
C. d. Medio	U03-U04	MED12-W-M5	1	100*75	Uncovered	F. Soufi (university of Chambéry)
C. d. Medio	U03-U04	MED12-W-M3	1	100*75	Uncovered	F. Soufi (university of Chambéry)
C. d. Medio	U04	MED12-W-M4	1	100*75	Uncovered	F. Soufi (university of Chambéry)
C. d. Medio	U04	MED12-E-M5	1	75*50	Covered	J. Boreham (university of Newcastle)
C. d. Medio	U04	MED12-E-M4	2	139*67	Covered	J. Boreham (university of Newcastle)
C. d. Medio	U04	MED12-E-M3	1	139*67	Covered	J. Boreham (university of Newcastle)
C. d. Medio	U05	MED12-E-M2	2	139*67	Covered	J. Boreham (university of Newcastle)
C. d. Medio	U05	MED12-E-M1	2	139*67	Covered	J. Boreham (university of Newcastle)
C. Chica	U06	CHI11-S-M6	1	75*50	Covered	J. Boreham (university of Newcastle)
C. Chica	U07	CHI11-N-M1	2	139*67	Covered	J. Boreham (university of Newcastle)
C. Chica	U07	CHI11-N-M3a	2	139*67	Covered	J. Boreham (university of Newcastle)
C. Chica	U07	CHI11-S-M5	1	75*50	Covered	J. Boreham (university of Newcastle)
C. Chica	U09	CHI11-N-M4	1	139*67	Covered	J. Boreham (university of Newcastle)

C. Chica	Bedrock	Conglomerate	3	25*45	Uncovered	F. Soufi (university of Chambéry)
C. Chica	Bedrock	Sandstone	1	25*45	Uncovered	F. Soufi (university of Chambéry)

Tableau supplémentaire 6. Composition granulométrique (%), déterminée par la méthode de la diffraction laser, et teneur en matière organique (%), déterminée par la méthode de la perte au feu à 375°C, des échantillons de sédiments. Les analyses ont été réalisées au Laboratoire d'Analyse des Sols (université de Strasbourg) sous la supervision de Martine Trautmann.

Site	Unit	Sample	Clay	Silt	Mud (clay + silt)	Sand	Gravel	Organic matter
C. d. la Ventana	U01	VEN16-W-S08	3	10	13	75	12	2
C. d. la Ventana	U01	VEN16-W-S09	4	12	15	71	13	2
C. d. la Ventana	U02	VEN16-E-S04	4	31	35	65	0	2
C. d. la Ventana	U02	VEN16-E-S05	2	9	11	89	0	1
C. d. la Ventana	U02	VEN16-E-S06	2	10	12	88	0	1
C. d. la Ventana	U02	VEN16-E-S07	5	36	41	59	0	2
C. d. la Ventana	U03	VEN16-E-S03	6	60	66	34	0	2
C. d. la Ventana	U03	VEN16-W-S10	5	49	54	46	0	2
C. d. la Ventana	U04	VEN16-E-S01	5	16	20	46	34	1
C. Escondida	U01	ESC15-S-S04	1	8	9	36	56	12
C. Escondida	U02	ESC15-S-S02	7	51	58	42	0	3
C. Escondida	U02	ESC15-S-S03	3	15	19	81	1	1
C. Escondida	U04	ESC15-S-S01	3	4	6	43	50	2
C. d. Milodón	U01	MIL13-E-S01	6	24	30	37	33	7
C. d. Milodón	U01	MIL13-E-S02	5	17	21	30	49	4
C. d. Milodón	U01	MIL13-E-S03	4	27	31	50	18	4
C. d. Milodón	U01	MIL13-E-S04	5	27	32	44	24	11
C. d. Milodón	U01	MIL13-E-S05	3	20	23	44	33	11
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-S06	7	35	42	54	5	20
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-S07	7	35	42	51	8	32
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-S08	6	52	59	36	5	19
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-S09	8	40	48	49	4	17
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-S10	5	48	53	45	3	17
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-S11	10	64	74	22	4	25

C. d. Milodón	U02	MIL13-E-S12	9	55	64	28	7	25
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-S13	16	51	67	28	6	13
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-S14	11	46	57	38	5	13
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-S15	20	63	82	13	5	17
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-S17	14	38	51	31	18	9
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-S18	17	37	54	37	9	6
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-S19	6	23	29	28	42	13
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-S23	14	44	58	30	12	9
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-S25	21	53	74	18	9	12
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-S26	11	34	45	26	29	10
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-S27	5	34	38	56	6	17
C. d. Medio	U02	MED12-W-S30	3	10	13	85	2	1
C. d. Medio	U02	MED12-W-S31	3	9	12	88	0	1
C. d. Medio	U02	MED12-W-S32	2	4	6	94	0	1
C. d. Medio	U02	MED12-W-S33	2	6	8	92	0	1
C. d. Medio	U02	MED12-W-S34	2	4	6	92	1	1
C. d. Medio	U02	MED12-W-S35	2	3	5	95	0	1
C. d. Medio	U02	MED12-W-S36	2	4	6	94	0	1
C. d. Medio	U02	MED12-W-S37	2	8	10	90	0	1
C. d. Medio	U02	MED12-W-S38	2	7	9	91	0	1
C. d. Medio	U02	MED12-W-S39	2	5	7	93	0	3
C. d. Medio	U02	MED12-W-S40	10	34	44	56	0	2
C. d. Medio	U02	MED12-W-S44	5	52	57	43	0	3
C. d. Medio	U03	MED12-W-S41	5	49	54	46	0	2
C. d. Medio	U04	MED12-E-S09	15	50	65	18	17	4
C. d. Medio	U04	MED12-E-S10	12	49	62	26	12	4
C. d. Medio	U04	MED12-E-S11	10	37	48	25	28	3
C. d. Medio	U04	MED12-E-S12	10	35	45	22	33	4
C. d. Medio	U04	MED12-E-S13	14	45	59	28	13	4
C. d. Medio	U04	MED12-E-S14	12	38	50	32	18	5

C. d. Medio	U04	MED12-E-S15	13	34	47	31	22	4
C. d. Medio	U04	MED12-E-S16	15	41	55	32	12	5
C. d. Medio	U04	MED12-W-S42	14	44	58	28	14	7
C. d. Medio	U04	MED12-W-S43	17	48	65	31	4	6
C. d. Medio	U05	MED12-E-S04	14	40	54	16	29	5
C. d. Medio	U05	MED12-E-S05	16	47	63	20	16	6
C. d. Medio	U05	MED12-E-S06	13	50	63	26	11	7
C. d. Medio	U05	MED12-E-S07	17	58	75	18	7	6
C. d. Medio	U05	MED12-E-S08	14	42	56	19	25	6
C. d. Medio	U07	MED12-E-S01	5	17	22	24	54	2
C. d. Medio	U07	MED12-E-S02	6	14	20	24	56	2
C. Chica	U03	CHI11-N-S16	8	27	35	61	3	5
C. Chica	U04	CHI11-N-S09	7	27	34	61	5	5
C. Chica	U04	CHI11-W-S25	5	22	27	33	39	11
C. Chica	U06	CHI11-N-S08	11	45	56	31	13	15
C. Chica	U06	CHI11-N-S18	12	41	52	9	39	23
C. Chica	U07	CHI11-N-S01	9	43	52	37	10	1
C. Chica	U07	CHI11-N-S02	14	42	56	32	12	0
C. Chica	U07	CHI11-N-S03	13	42	55	40	5	1
C. Chica	U07	CHI11-N-S04	8	45	53	34	13	2
C. Chica	U07	CHI11-N-S15	2	15	17	52	31	1
C. Chica	U07	CHI11-N-S19	12	53	65	30	5	2
C. Chica	U07	CHI11-N-S21	17	49	67	23	11	1
C. Chica	U08	CHI11-N-S11	9	36	45	31	24	6
C. Chica	U09	CHI11-E-S03	5	18	23	15	62	3
C. Ciro	U01	CIR15-S-S01	13	55	69	8	24	
C. Ciro	U01	CIR15-W-S03	13	47	60	24	16	6
C. Ciro	U02	CIR15-S-S02	6	25	31	44	25	2
C. Ciro	U02	CIR15-W-S04	3	11	14	57	29	2
C. Ciro	U03	CIR15-W-S05	3	15	18	74	8	1

C. Ciro	U03	CIR15-W-S06	1	6	8	92	0	1
C. Ciro	U04	CIR15-W-S07	5	62	67	33	0	4
C. Ciro	U04	CIR15-W-S08	7	24	31	49	20	2
C. Ciro	U04	CIR15-W-S09	9	24	33	51	15	2

Tableau supplémentaire 7. Composition de la fraction cristalline des échantillons de roche et de sédiments (%), déterminée par la méthode de la diffraction des rayons X. Les analyses ont été effectuées par la société XRD Analytical & Consulting (Pretoria, Afrique du Sud).

Site	Unit	Sample	Quartz	Plagioclase	Potassium feldspar	Muscovite	Gypsum	Chlorite	Smectite	Kaolinite	Calcite	Dolomite	Laumontite	Talc	Lizardite
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-S13	52.8	32.4	3.6	6.2	1.1	1.0	2.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-S14	49.5	34.1	2.0	8.0	4.9	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.1	1.1
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-S15	54.6	27.0	2.3	8.9	3.5	1.6	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	2.1	0.1
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-S17	57.2	20.2	1.8	19.4	0.8	0.0	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.5
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-S18	55.7	20.4	2.1	17.8	0.8	2.6	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.6
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-S19	59.0	25.8	3.2	2.9	6.1	2.8	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-S20	0.1	0.0	0.0	0.0	99.9	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-S22	7.3	1.2	0.0	0.0	91.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-S23	56.2	21.0	2.1	15.9	4.5	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-S24	0.1	0.2	0.0	0.0	99.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-S25	57.1	21.1	2.0	18.3	0.7	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.3	0.4
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-S26	46.4	19.9	6.2	11.5	7.4	5.9	2.3	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2
C. d. Medio	U07	MED12-E-S02	34.2	35.8	4.8	6.4	0.0	12.2	2.8	1.9	0.0	0.0	0.0	1.2	0.6
C. d. Medio	U06	MED12-E-S03	70.8	10.1	1.8	4.4	0.0	7.0	2.3	0.3	1.2	0.0	0.0	1.8	0.4
C. d. Medio	U05	MED12-E-S04	51.1	22.5	3.5	10.2	0.0	6.0	2.3	0.4	2.0	0.0	0.0	1.8	0.3
C. d. Medio	U05	MED12-E-S05	45.7	32.4	4.4	9.2	0.0	4.3	3.1	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3
C. d. Medio	U05	MED12-E-S06	52.5	25.2	2.9	12.4	0.0	3.3	3.4	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2
C. d. Medio	U05	MED12-E-S07	51.4	28.7	2.7	11.4	0.0	2.9	2.6	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3
C. d. Medio	U05	MED12-E-S08	51.0	19.6	4.4	11.3	0.0	2.6	3.4	0.2	7.3	0.0	0.0	0.0	0.2
C. d. Medio	U04	MED12-E-S09	56.2	24.3	2.8	11.1	0.0	1.8	3.4	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2
C. d. Medio	U04	MED12-E-S10	48.6	27.9	2.5	11.5	0.0	5.4	3.4	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3
C. d. Medio	U04	MED12-E-S11	55.4	24.4	3.2	12.9	0.1	1.2	2.5	0.2	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1
C. d. Medio	U04	MED12-E-S12	53.6	25.4	3.8	13.0	0.0	2.1	1.7	0.1	0.0	0.0	0.0	0.2	0.1
C. d. Medio	U04	MED12-E-S13	52.4	27.2	3.0	11.7	0.0	2.4	3.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2

C. d. Medio	U04	MED12-E-S14	47.4	20.0	2.3	20.3	0.0	3.5	6.2	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1
C. d. Medio	U04	MED12-E-S15	56.5	23.6	2.7	11.1	0.0	2.9	2.7	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2
C. d. Medio	U04	MED12-E-S16	54.0	26.9	3.2	12.3	0.0	1.2	2.1	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1
C. d. Medio	U04	MED12-W-S42	53.2	27.3	2.2	11.5	0.0	2.0	2.7	0.2	0.0	0.0	0.0	0.7	0.2
C. d. Medio	U04	MED12-W-S43	53.4	26.9	2.1	12.2	0.0	2.2	2.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.8	0.2
C. Ciro	U05	CIR15-W-S10	51.4	26.7	2.7	9.4	0.0	6.4	1.8	0.5	0.0	0.0	0.0	0.8	0.4
C. Chica	Bedrock	Conglomerate	40.0	21.6	3.8	1.7	0.0	13.8	0.0	0.0	0.3	0.0	18.8	0.0	0.0
C. Chica	Bedrock	Sandstone	54.4	18.7	1.5	0.9	0.0	17.6	0.0	0.0	3.4	0.0	3.4	0.0	0.0
C. Chica	Bedrock	Sandstone	52.3	19.3	1.6	1.2	0.0	21.1	0.0	0.0	0.0	0.0	4.4	0.0	0.0
C. d. Milodón	Bedrock	Mudstone	35.9	22.1	1.3	17.6	0.0	21.3	0.0	0.0	0.3	1.1	0.4	0.0	0.0
C. d. Milodón	Bedrock	Mudstone	35.9	20.7	5.0	14.3	0.0	21.4	0.0	0.0	0.0	1.2	1.6	0.0	0.0
C. d. Milodón	Bedrock	Mudstone	39.8	20.9	3.7	6.1	0.0	26.1	0.0	0.0	0.0	0.1	3.4	0.0	0.0

Tableau supplémentaire 8. Teneur en éléments majeurs des tephras issus des volcans Aguilera, Burney, Hudson et Reclus, déterminée par ICP-OES (tephras en vrac) et par EDX (verre volcanique). Les tephras en vrac du Cerro Benítez ont été analysés par le Service d'Analyse des Roches et Minéraux (université de Nancy) à l'aide d'un spectromètre iCap6500. Le verre volcanique des tephras du Cerro Benítez a été analysé par l'auteur au laboratoire Morphodynamique Continentale et Côtière (université de Rouen) à l'aide d'un microscope électronique à balayage Bruker.

Source volcano	Layer	Material	Reference	Sample	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	LOI	Total
Aguilera	A1	Bulk	Stern and Kilian, 1996	A6	65.3	0.5	16.2	3.9	0.1	2.0	3.7	4.0	2.3	0.2	1.6	100.1
Aguilera	A1	Bulk	Stern, 2008	93-03	65.3	0.6	15.5	3.9	0.1	2.0	3.9	3.9	2.2	0.2	2.1	99.9
Aguilera	A1	Bulk	Stern, 2008	CS-108	66.0	0.5	15.3	3.9	0.1	1.8	3.9	3.9	2.4	0.2	2.4	100.1
Aguilera	A1	Bulk	Stern, 2008	PAT-6	65.6	0.6	15.9	3.7	0.1	2.1	3.9	3.9	2.3	0.2	2.1	100.3
Aguilera	A1	Bulk	Stern, 2008	Salmi#13	64.6	0.4	16.6	3.1	0.1	2.0	4.5	3.8	2.1		2.5	100.1
Aguilera	A1	Glass	Kilian et al., 2003	Kilian	76.3	0.3	12.8	1.0	0.0	0.1	3.6	3.6	4.2			
Aguilera	A1	Glass	McCulloch et al., 2021	260cm	76.4	0.2	12.4	1.0	0.0	0.2	1.0	3.4	4.1	0.0		98.7
Aguilera	A1	Glass	McCulloch et al., 2021	260cm	76.5	0.2	12.3	1.0	0.0	0.2	1.1	3.5	4.2	0.0		98.8
Aguilera	A1	Glass	McCulloch et al., 2021	260cm	78.3	0.1	12.4	1.0	0.0	0.2	1.0	3.3	4.3	0.0		100.7
Aguilera	A1	Glass	McCulloch et al., 2021	260cm	75.6	0.1	11.7	1.0	0.0	0.2	0.9	3.3	3.8	0.0		96.7
Aguilera	A1	Glass	McCulloch et al., 2021	260cm	75.8	0.1	11.6	0.8	0.0	0.1	1.0	3.4	4.1	0.0		97.1
Aguilera	A1	Glass	McCulloch et al., 2021	260cm	75.7	0.1	12.3	1.0	0.0	0.2	1.1	3.3	4.1	0.0		97.8
Aguilera	A1	Glass	McCulloch et al., 2021	260cm	76.8	0.1	12.0	1.0	0.0	0.2	1.1	3.4	4.1	0.0		98.8
Aguilera	A1	Glass	McCulloch et al., 2021	260cm	76.9	0.1	12.0	0.9	0.0	0.1	0.9	3.4	4.2	0.0		98.6
Aguilera	A1	Glass	McCulloch et al., 2021	260cm	76.7	0.1	11.9	0.9	0.0	0.1	0.9	3.5	4.0	0.0		98.3
Aguilera	A1	Glass	McCulloch et al., 2021	260cm	75.7	0.1	11.9	1.0	0.0	0.1	0.9	3.4	4.1	0.0		97.3
Aguilera	A1	Glass	McCulloch et al., 2021	260cm	77.0	0.1	12.3	1.0	0.0	0.1	1.0	3.5	4.3	0.0		99.3
Aguilera	A1	Glass	McCulloch et al., 2021	260cm	76.1	0.1	12.4	1.0	0.0	0.2	0.8	3.5	4.1	0.0		98.3
Aguilera	A1	Glass	Stern, 2008	117/4	75.8	0.2	14.5	1.1	0.0	0.2	3.4	3.4	4.2			
Aguilera	A1	Glass	Stern, 2008	93-03	75.6	0.1	12.3	1.0	0.0	0.2	3.4	3.4	4.0			
Aguilera	A1	Glass	Stern, 2008	CS-108	75.8	0.2	14.2	1.1	0.0	0.2	3.1	3.1	4.2			
Aguilera	A1	Glass	Stern, 2008	PAT-6	75.5	0.2	14.4	1.1	0.0	0.2	3.2	3.2	4.1			
Burney	MB1	Bulk	Stern, 2008	BF-370	65.7	0.3	17.7	3.4	0.1	1.9	4.9	4.4	1.0	0.2	0.9	100.2

Burney	MB1	Glass	Mansilla et al., 2018		74.8	0.1	12.1	0.9	0.0	0.3	1.1	4.2	1.8	0.0		95.5
Burney	MB1	Glass	Mansilla et al., 2018		75.6	0.1	11.9	0.9	0.0	0.2	1.3	4.4	1.7	0.0		96.4
Burney	MB1	Glass	Mansilla et al., 2018		74.8	0.1	11.8	1.0	0.0	0.2	1.1	4.3	2.2	0.0		95.8
Burney	MB1	Glass	Mansilla et al., 2018		77.0	0.1	12.7	1.0	0.0	0.2	1.3	4.5	1.8	0.0		98.9
Burney	MB1	Glass	Mansilla et al., 2018		76.4	0.2	12.0	1.2	0.0	0.3	1.4	4.5	1.5	0.0		97.5
Burney	MB1	Glass	Mansilla et al., 2018		76.3	0.2	11.8	1.0	0.0	0.2	1.3	4.3	1.6	0.0		96.8
Burney	MB1	Glass	Mansilla et al., 2018		77.4	0.1	12.2	0.9	0.0	0.3	1.3	4.5	1.6	0.0		98.4
Burney	MB1	Glass	Mansilla et al., 2018		76.6	0.2	12.4	1.0	0.0	0.3	1.2	4.4	1.8	0.0		98.0
Burney	MB1	Glass	Mansilla et al., 2018		76.1	0.2	11.9	1.0	0.0	0.3	1.4	4.3	1.7	0.0		96.8
Burney	MB2	Bulk	Stern, 2008	110/3	66.8	0.3	17.1	3.0	0.1	1.8	4.0	4.2	1.1	0.2	1.6	99.7
Burney	MB2	Bulk	Stern, 2008	PH-107/3	68.0	0.3	16.8	2.7	0.1	1.4	3.3	4.3	1.2	0.2	1.7	99.9
Burney	MB2	Bulk	Stern, 2008	Salmi#16	72.9	0.1	15.2	2.4	0.0	0.9	3.2	4.1	1.3			
Burney	MB2	Glass	Kilian et al., 2003	Kilian	76.3	0.3	13.6	1.5	0.0	0.3	2.3	4.2	1.5			
Burney	MB2	Glass	Mansilla et al., 2018		76.6	0.3	12.6	1.5	0.0	0.4	1.8	4.6	1.7	0.0		99.6
Burney	MB2	Glass	Mansilla et al., 2018		77.3	0.2	12.1	1.3	0.0	0.3	1.6	4.4	1.7	0.0		98.8
Burney	MB2	Glass	Mansilla et al., 2018		75.9	0.2	11.7	1.1	0.0	0.3	1.4	4.3	1.7	0.0		96.4
Burney	MB2	Glass	Mansilla et al., 2018		75.2	0.2	12.0	1.2	0.0	0.3	1.4	4.4	1.7	0.0		96.4
Burney	MB2	Glass	Mansilla et al., 2018		75.4	0.2	11.6	1.2	0.0	0.2	1.4	4.3	1.6	0.0		95.9
Burney	MB2	Glass	Mansilla et al., 2018		77.0	0.2	12.2	1.2	0.0	0.3	1.6	4.5	1.5	0.0		98.7
Burney	MB2	Glass	Mansilla et al., 2018		76.0	0.2	11.8	1.4	0.0	0.3	1.5	4.5	1.7	0.0		97.4
Burney	MB2	Glass	Mansilla et al., 2018		78.1	0.2	12.6	1.4	0.0	0.3	1.7	4.6	1.7	0.0		100.7
Burney	MB2	Glass	Mansilla et al., 2018		75.9	0.3	12.4	1.6	0.0	0.4	1.8	4.8	1.6	0.0		98.7
Burney	MB2	Glass	Mansilla et al., 2018		78.1	0.2	12.1	1.2	0.0	0.3	1.5	4.5	1.7	0.0		99.6
Burney	MB2	Glass	Stern, 2008	110/3	76.1	0.3	14.6	1.4	0.0	0.3	2.0	3.8	1.4			
Burney	MB2	Glass	Stern, 2008	PH-107/3	75.7	0.3	14.7	1.7	0.0	0.4	2.0	3.7	1.5			
Burney	MB2	Glass	Stern, 2008	Sahlstein	75.3	0.4	14.7	1.6	0.0	0.4	2.3	4.0	1.3			
Burney		Bulk	Stern and Kilian, 1996	MB-21P	65.1	0.3	17.6	3.5	0.1	2.0	5.2	4.5	0.9	0.2	1.1	100.4
Burney		Glass	Stern and Kilian, 1996	MB-21P	76.1	0.2	14.4	1.6	0.0	0.3	2.0	3.8	1.6			
Hudson	H1	Bulk	Naranjo and Stern, 1998	94T-44	60.6	1.6	16.1	5.5	0.2	2.0	4.0	5.6	2.3	0.4	1.1	99.2
Hudson	H1	Bulk	Naranjo and Stern, 1998	94T-44	61.1	1.5	16.0	5.5	0.2	1.9	3.8	5.6	2.4	0.4	1.6	100.0

Hudson	H1	Bulk	Stern, 2008	90-12	61.9	1.4	16.2	5.7	0.2	1.8	3.8	5.8	2.5	0.3	1.1	99.6
Hudson	H1	Bulk	Stern, 2008	90-14	60.6	1.4	17.1	5.0	0.2	1.6	3.6	5.1	2.3	0.4	2.1	99.3
Hudson	H1	Bulk	Stern, 2008	90-23G	61.8	1.4	16.4	5.2	0.2	1.8	4.0	5.5	2.6	0.3	1.1	100.0
Hudson	H1	Bulk	Stern, 2008	Salmi#15	59.4	1.8	21.0	5.1	0.1	1.6	3.9	4.3	2.5	0.3		
Hudson	H1	Glass	Mansilla et al., 2018		64.8	1.2	15.2	5.0	0.1	1.5	3.0	6.0	2.8	0.3		99.9
Hudson	H1	Glass	Mansilla et al., 2018		64.6	1.2	15.4	4.5	0.2	1.4	3.0	6.0	2.7	0.3		99.3
Hudson	H1	Glass	Mansilla et al., 2018		64.7	1.4	15.4	5.7	0.2	1.5	3.1	5.7	2.7	0.4		100.7
Hudson	H1	Glass	Mansilla et al., 2018		64.9	1.2	15.7	4.4	0.1	1.2	2.9	5.9	2.7	0.3		99.5
Hudson	H1	Glass	Mansilla et al., 2018		64.5	1.2	15.8	5.3	0.1	1.6	3.5	5.5	2.8	0.3		100.7
Hudson	H1	Glass	Mansilla et al., 2018		64.6	1.3	15.6	4.9	0.2	1.6	3.1	6.0	2.8	0.3		100.3
Hudson	H1	Glass	Mansilla et al., 2018		65.4	1.2	15.5	4.9	0.1	1.5	3.0	5.5	2.8	0.3		100.3
Hudson	H1	Glass	Mansilla et al., 2018		63.2	1.3	15.4	5.1	0.2	1.6	3.5	6.0	2.6	0.3		99.3
Hudson	H1	Glass	Mansilla et al., 2018		62.7	1.3	15.7	5.6	0.2	2.3	4.2	5.4	2.5	0.3		100.1
Hudson	H1	Glass	Mansilla et al., 2018		62.0	1.1	16.1	5.7	0.1	2.2	4.6	5.5	2.5	0.3		100.0
Hudson	H1	Glass	Mansilla et al., 2018		63.0	1.3	15.5	5.2	0.2	1.7	3.4	5.6	2.7	0.3		98.8
Hudson	H1	Glass	Mansilla et al., 2018		63.0	1.3	15.3	5.4	0.2	1.8	3.6	6.1	2.6	0.3		99.6
Hudson	H1	Glass	Naranjo and Stern, 1998	94T-44	62.9	1.4	15.6	5.2	0.2	1.8	3.5	5.8	2.8	0.3		
Hudson	H1	Glass	Stern, 2008	90-12	63.3	1.3	16.0	5.0	0.1	1.7	3.4	5.9	2.9	0.3		
Hudson	H1	Glass	Stern, 2008	90-14	63.9	1.2	15.7	4.7	0.1	1.5	3.1	5.7	2.8	0.2		
Hudson	H1	Glass	Stern, 2008	90-23G	63.6	1.3	15.6	5.0	0.1	1.6	3.2	5.9	2.9	0.3		
Hudson	Ha	Glass	Mansilla et al., 2018		64.4	1.2	15.2	2.7	0.2	1.2	2.8	5.8	4.6	0.3		98.5
Hudson	Ha	Glass	Mansilla et al., 2018		61.4	1.2	13.3	3.4	0.3	5.2	2.3	5.0	6.7	0.3		99.1
Hudson	Ha	Glass	Mansilla et al., 2018		65.0	1.2	15.5	3.0	0.2	1.3	3.1	6.0	4.8	0.3		100.3
Hudson	Ha	Glass	Mansilla et al., 2018		60.9	1.3	15.3	3.8	0.2	1.8	2.6	5.3	4.8	0.3		96.3
Hudson	Ha	Glass	Mansilla et al., 2018		62.7	1.3	15.5	3.2	0.2	1.6	2.7	5.9	5.1	0.3		98.6
Hudson	Ha	Glass	Mansilla et al., 2018		62.7	1.2	15.6	3.0	0.2	1.4	2.8	6.0	4.7	0.3		98.0
Hudson	Ha	Glass	Mansilla et al., 2018		61.5	1.3	16.9	3.2	0.2	1.6	2.7	5.5	5.2	0.3		98.4
Hudson	Ha	Glass	Mansilla et al., 2018		64.6	1.2	16.0	2.8	0.2	1.3	3.0	5.9	4.7	0.3		100.0
Hudson	Ha	Glass	Mansilla et al., 2018		56.3	1.1	13.1	2.2	0.2	1.0	2.6	5.2	3.8	0.3		85.7
Hudson	Hb	Glass	Mansilla et al., 2018		64.2	1.3	15.7	5.1	0.2	1.5	3.0	5.9	2.9	0.4		100.2

Hudson	Hb	Glass	Mansilla et al., 2018		65.4	1.2	15.7	4.9	0.1	1.6	3.4	5.7	2.9	0.3		101.3
Hudson	Hb	Glass	Mansilla et al., 2018		62.1	1.2	14.8	4.6	0.2	1.4	2.7	6.3	2.8	0.3		96.5
Hudson	Hb	Glass	Mansilla et al., 2018		64.9	1.1	15.5	4.7	0.2	1.3	2.5	6.3	2.9	0.3		99.6
Hudson	Hb	Glass	Mansilla et al., 2018		64.9	1.2	15.6	4.8	0.2	1.5	2.8	6.1	3.0	0.3		100.3
Hudson	Hb	Glass	Mansilla et al., 2018		64.3	1.2	15.8	5.3	0.2	1.8	3.6	5.8	2.8	0.3		101.2
Hudson	Hb	Glass	Mansilla et al., 2018		64.4	1.2	15.9	5.1	0.2	1.4	2.8	6.1	3.0	0.3		100.4
Hudson	Hb	Glass	Mansilla et al., 2018		63.6	1.2	15.3	5.1	0.2	1.7	3.3	5.8	2.9	0.4		99.5
Hudson	Hb	Glass	Mansilla et al., 2018		61.6	1.3	14.8	5.1	0.2	1.6	3.2	6.2	2.7	0.4		97.0
Hudson	Hb	Glass	Mansilla et al., 2018		65.3	1.1	15.5	4.1	0.1	1.1	2.5	6.3	3.0	0.3		99.3
Hudson	Hb	Glass	Mansilla et al., 2018		65.2	1.2	15.7	5.1	0.2	1.4	3.0	5.9	2.8	0.3		100.9
Hudson	Hb	Glass	Mansilla et al., 2018		64.4	1.2	15.4	4.8	0.1	1.4	2.9	5.2	4.7	0.3		100.5
Reclus	R1	Bulk	Stern and Kilian, 1996	R6	66.3	0.4	16.3	3.6	0.1	1.5	4.5	4.3	1.6	0.2	1.4	100.1
Reclus	R1	Bulk	Stern, 2008	3AR	67.4	0.3	15.3	3.1	0.1	1.2	3.8	4.2	1.7	0.1	2.8	100.1
Reclus	R1	Bulk	Stern, 2008	BF636	66.2	0.3	15.6	3.3	0.1	1.2	4.1	4.0	1.7	0.2	2.7	99.4
Reclus	R1	Bulk	Stern, 2008	CS103	67.6	0.3	14.5	3.2	0.1	1.1	4.0	4.2	1.7	0.1	2.5	100.1
Reclus	R1	Bulk	Stern, 2008	PAT-14	66.7	0.4	16.0	3.5	0.1	1.5	4.2	4.0	1.5	0.2	2.2	100.2
Reclus	R1	Bulk	This study	CIR15-W-S05	63.2	0.5	17.3	4.4	0.1	1.6	5.3	4.1	1.1	0.2	1.9	99.6
Reclus	R1	Bulk	This study	CIR15-W-S06	61.1	0.5	18.8	4.5	0.1	1.7	6.0	4.3	1.0	0.2	1.4	99.5
Reclus	R1	Bulk	This study	CIR15-W-S07	67.7	0.2	14.4	2.8	0.1	0.9	2.9	3.8	2.0	0.1	4.0	98.9
Reclus	R1	Bulk	This study	ESC15-S-S02	68.0	0.4	14.1	3.7	0.1	1.0	3.2	3.7	2.1	0.2	3.6	100.1
Reclus	R1	Bulk	This study	ESC15-S-S03	60.9	0.5	18.6	4.6	0.1	1.7	6.1	4.2	0.9	0.2	1.6	99.5
Reclus	R1	Bulk	This study	MED12-W-S30	63.0	0.6	16.8	5.0	0.1	1.8	4.8	3.6	1.2	0.2	2.8	99.9
Reclus	R1	Bulk	This study	MED12-W-S31	63.1	0.5	17.2	4.9	0.1	1.7	5.0	3.8	1.2	0.2	2.2	99.9
Reclus	R1	Bulk	This study	MED12-W-S32	60.5	0.8	18.0	6.3	0.1	2.2	5.7	4.0	0.9	0.2	1.3	100.0
Reclus	R1	Bulk	This study	MED12-W-S33	62.1	0.5	17.9	4.5	0.1	1.7	5.5	4.1	1.2	0.2	2.0	99.6
Reclus	R1	Bulk	This study	MED12-W-S34	62.6	0.5	17.7	5.0	0.1	1.9	5.2	3.8	1.1	0.2	1.9	99.9
Reclus	R1	Bulk	This study	MED12-W-S35	61.3	0.7	17.6	6.0	0.1	2.2	5.1	3.8	1.0	0.2	1.4	99.5
Reclus	R1	Bulk	This study	MED12-W-S36	61.3	0.7	17.8	5.8	0.1	2.1	5.1	3.8	1.0	0.2	1.5	99.3
Reclus	R1	Bulk	This study	MED12-W-S37	62.3	0.5	17.8	4.8	0.1	1.8	5.1	3.9	1.2	0.2	1.6	99.3
Reclus	R1	Bulk	This study	MED12-W-S38	62.6	0.5	17.5	4.9	0.1	1.8	4.8	3.8	1.2	0.2	1.9	99.4

Reclus	R1	Bulk	This study	MED12-W-S39	66.5	0.5	14.5	4.0	0.1	1.1	3.2	3.6	2.1	0.2	3.6	99.4
Reclus	R1	Bulk	This study	MED12-W-S40	64.9	0.6	15.2	5.0	0.2	1.6	3.0	3.2	1.7	0.2	3.4	99.0
Reclus	R1	Bulk	This study	MED12-W-S41	68.2	0.3	14.4	3.0	0.1	1.1	3.2	3.9	2.1	0.2	4.2	100.7
Reclus	R1	Bulk	This study	MED12-W-S44	67.9	0.3	14.3	3.0	0.1	1.0	3.2	3.8	2.1	0.3	3.1	99.1
Reclus	R1	Bulk	This study	VEN16-E-S03	68.3	0.3	14.6	3.2	0.1	1.1	3.4	3.9	2.2	0.2	3.1	100.2
Reclus	R1	Bulk	This study	VEN16-E-S04	63.9	0.5	15.6	4.2	0.1	1.3	4.4	4.0	1.7	0.2	3.7	99.5
Reclus	R1	Bulk	This study	VEN16-E-S05	58.9	0.5	20.2	5.0	0.1	2.0	7.0	4.6	0.6	0.2	0.7	99.6
Reclus	R1	Bulk	This study	VEN16-E-S06	59.7	0.4	20.5	4.3	0.1	1.8	7.2	4.5	0.6	0.2	0.8	100.1
Reclus	R1	Bulk	This study	VEN16-E-S07	61.1	0.5	15.4	4.0	0.1	1.3	4.5	3.9	1.5	0.2	7.8	100.1
Reclus	R1	Bulk	This study	VEN16-W-S10	68.4	0.3	14.6	3.0	0.1	1.1	3.4	3.9	2.2	0.2	3.1	100.1
Reclus	R1	Glass	Kilian et al., 2003	Kilian	76.8	0.2	13.1	1.6	0.1	0.3	2.2	3.4	2.3			
Reclus	R1	Glass	Mansilla et al., 2018		75.1	0.1	12.4	1.2	0.0	0.2	1.5	3.8	2.5	0.0		96.8
Reclus	R1	Glass	Mansilla et al., 2018		76.2	0.1	12.6	1.2	0.0	0.2	1.6	3.8	2.6	0.0		98.3
Reclus	R1	Glass	Mansilla et al., 2018		75.5	0.1	12.1	1.2	0.0	0.2	1.4	4.1	2.5	0.0		97.2
Reclus	R1	Glass	Mansilla et al., 2018		75.7	0.1	12.5	1.2	0.0	0.2	1.5	3.7	2.6	0.0		97.5
Reclus	R1	Glass	Mansilla et al., 2018		74.6	0.1	12.3	1.3	0.0	0.2	1.6	3.8	2.7	0.0		96.6
Reclus	R1	Glass	Mansilla et al., 2018		74.7	0.1	12.3	1.2	0.0	0.2	1.6	4.0	2.5	0.0		96.6
Reclus	R1	Glass	Mansilla et al., 2018		74.7	0.1	12.3	1.3	0.0	0.2	1.5	3.6	2.6	0.0		96.2
Reclus	R1	Glass	Mansilla et al., 2018		75.7	0.1	12.2	1.2	0.0	0.2	1.5	3.9	2.5	0.0		97.4
Reclus	R1	Glass	Mansilla et al., 2018		75.5	0.1	12.1	1.1	0.0	0.2	1.5	3.8	2.6	0.0		96.9
Reclus	R1	Glass	Mansilla et al., 2018		75.6	0.1	12.0	1.3	0.0	0.2	1.4	3.9	2.6	0.0		97.1
Reclus	R1	Glass	McCulloch et al., 2021	1011cm	76.2	0.1	12.2	1.0	0.0	0.2	1.2	3.8	3.0	0.0		97.7
Reclus	R1	Glass	McCulloch et al., 2021	1011cm	75.9	0.1	12.9	1.2	0.0	0.2	1.4	3.9	2.5	0.0		98.2
Reclus	R1	Glass	McCulloch et al., 2021	1011cm	74.4	0.1	12.2	1.3	0.0	0.2	1.4	3.9	2.7	0.0		96.3
Reclus	R1	Glass	McCulloch et al., 2021	1011cm	75.7	0.1	12.0	1.1	0.0	0.2	1.2	3.8	2.7	0.0		96.8
Reclus	R1	Glass	McCulloch et al., 2021	1011cm	74.6	0.1	12.2	1.2	0.0	0.2	1.4	3.9	2.6	0.0		96.3
Reclus	R1	Glass	McCulloch et al., 2021	1011cm	75.6	0.1	12.6	1.2	0.0	0.2	1.4	3.7	2.7	0.0		97.6
Reclus	R1	Glass	McCulloch et al., 2021	1011cm	75.9	0.1	12.6	1.2	0.1	0.2	1.4	3.9	2.7	0.0		98.0
Reclus	R1	Glass	McCulloch et al., 2021	1011cm	75.8	0.1	12.8	1.2	0.0	0.2	1.5	3.9	2.4	0.0		98.0

Reclus	R1	Glass	McCulloch et al., 2021	1011cm	75.6	0.1	12.3	1.3	0.0	0.2	1.4	3.6	2.5	0.0	97.1
Reclus	R1	Glass	McCulloch et al., 2021	1011cm	74.8	0.1	12.2	1.2	0.0	0.2	1.5	4.1	2.5	0.0	96.5
Reclus	R1	Glass	McCulloch et al., 2021	1011cm	75.7	0.1	12.2	1.2	0.0	0.2	1.4	3.9	2.7	0.0	97.4
Reclus	R1	Glass	McCulloch et al., 2021	1011cm	75.0	0.1	12.1	1.2	0.0	0.2	1.5	3.8	2.6	0.0	96.5
Reclus	R1	Glass	McCulloch et al., 2021	1011cm	74.7	0.1	12.2	1.2	0.0	0.2	1.4	4.0	2.7	0.0	96.6
Reclus	R1	Glass	McCulloch et al., 2021	1011cm	75.9	0.1	12.1	1.2	0.0	0.2	1.2	3.9	2.6	0.0	97.3
Reclus	R1	Glass	McCulloch et al., 2021	1011cm	75.4	0.1	12.2	1.1	0.0	0.2	1.3	4.0	2.6	0.0	96.9
Reclus	R1	Glass	McCulloch et al., 2021	1011cm	74.9	0.1	12.2	1.1	0.0	0.2	1.3	3.9	2.5	0.0	96.2
Reclus	R1	Glass	McCulloch et al., 2021	1011cm	75.1	0.1	12.2	1.1	0.0	0.2	1.3	3.9	2.6	0.0	96.5
Reclus	R1	Glass	McCulloch et al., 2021	1011cm	75.6	0.1	11.7	1.0	0.0	0.2	1.2	3.7	2.6	0.0	96.1
Reclus	R1	Glass	McCulloch et al., 2021	1011cm	76.1	0.1	12.6	1.2	0.0	0.2	1.4	3.8	2.5	0.0	97.9
Reclus	R1	Glass	McCulloch et al., 2021	1011cm	75.4	0.1	12.3	1.0	0.0	0.2	1.2	4.0	2.6	0.1	96.9
Reclus	R1	Glass	McCulloch et al., 2021	1011cm	75.3	0.1	12.3	1.1	0.0	0.2	1.5	3.7	2.6	0.0	96.9
Reclus	R1	Glass	McCulloch et al., 2021	1011cm	75.6	0.1	11.7	1.0	0.1	0.2	1.1	3.6	2.7	0.0	96.1
Reclus	R1	Glass	McCulloch et al., 2021	1011cm	76.1	0.2	11.9	1.1	0.0	0.1	1.5	3.7	2.7	0.1	97.4
Reclus	R1	Glass	McCulloch et al., 2021	1011cm	75.6	0.1	12.5	1.2	0.1	0.2	1.4	3.9	2.6	0.0	97.6
Reclus	R1	Glass	Stern, 2008	3AR	76.1	0.1	14.3	1.4	0.1	0.3	1.9	3.7	2.2		
Reclus	R1	Glass	Stern, 2008	BF636	76.1	0.1	14.0	1.4	0.1	0.3	1.6	3.9	2.5		
Reclus	R1	Glass	Stern, 2008	CS103	76.3	0.1	14.3	1.5	0.1	0.3	1.9	3.4	2.3		
Reclus	R1	Glass	Stern, 2008	PAT-14	76.2	0.2	14.1	1.5	0.0	0.3	1.8	3.7	2.5		
Reclus	R1	Glass	Stern, 2008	R6	76.7	0.2	14.0	1.5	0.0	0.2	1.5	3.7	2.1		
Reclus	R1	Glass	This study	MED12-W-S41	73.1		12.5			0.4	1.4	3.1	2.7		93.3
Reclus		Glass	McCulloch et al., 2021	620cm	74.2	0.1	12.0	1.1	0.0	0.2	1.3	3.7	2.9	0.0	95.5
Reclus		Glass	McCulloch et al., 2021	620cm	75.8	0.1	12.2	1.2	0.0	0.2	1.5	4.0	2.6	0.0	97.7
Reclus		Glass	McCulloch et al., 2021	620cm	74.8	0.1	12.3	1.2	0.0	0.2	1.4	3.7	2.5	0.0	96.3
Reclus		Glass	McCulloch et al., 2021	620cm	75.2	0.1	12.2	1.1	0.0	0.2	1.3	3.9	2.6	0.0	96.7
Reclus		Glass	McCulloch et al., 2021	620cm	76.1	0.1	12.7	1.2	0.0	0.2	1.4	3.9	2.7	0.0	98.3
Reclus		Glass	McCulloch et al., 2021	620cm	74.8	0.1	12.3	1.1	0.0	0.2	1.4	3.6	2.6	0.0	96.2
Reclus		Glass	McCulloch et al., 2021	620cm	76.5	0.1	12.5	1.2	0.0	0.2	1.4	3.9	2.6	0.0	98.5
Reclus		Glass	McCulloch et al., 2021	620cm	75.0	0.1	12.0	1.1	0.0	0.2	1.4	4.2	2.6	0.0	96.6

Reclus	Glass	McCulloch et al., 2021	620cm	74.4	0.1	12.4	1.2	0.0	0.2	1.5	4.0	2.5	0.0	96.4
Reclus	Glass	McCulloch et al., 2021	620cm	75.2	0.1	12.7	1.1	0.0	0.2	1.4	3.8	2.7	0.0	97.3
Reclus	Glass	McCulloch et al., 2021	620cm	75.5	0.1	12.4	1.1	0.0	0.2	1.4	3.8	2.6	0.0	97.1

Tableau supplémentaire 9. Teneur en éléments majeurs, déterminée par ICP-OES, des échantillons de sédiments. Les analyses ont été effectuées par le Service d'Analyse des Roches et Minéraux (université de Nancy) à l'aide d'un spectromètre iCap6500.

Site	Unit	Sample	Material	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	LOI	Total
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-S20	Gypsum aggregate	3.2	0.0	0.6	0.2		0.1	36.2	0.2	0.2	0.2	12.6	53.7
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-S24	Gypsum aggregate	3.8	0.0	0.8	0.4		0.2	36.0	0.2	0.1	0.1	11.8	53.4
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-S21	Coprolite-rich silt	36.1	0.3	7.3	2.9	0.1	0.9	16.0	1.6	1.1	0.8	31.2	98.7
C. Chica	U06	CHI11-N-S18	Coprolite-rich silt	59.4	0.5	11.2	5.1	0.1	2.0	3.6	2.2	2.0	0.5	13.1	99.7
C. Chica	U08	CHI11-N-S11	Coprolite-rich silt	62.2	0.6	13.0	5.8	0.1	2.2	2.6	2.3	2.2	0.4	8.0	99.5
C. Chica	Bedrock	Sandstone	Bulk rock	65.7	0.6	10.3	6.0	0.1	3.0	4.7	2.3	1.1		5.8	99.7
C. d. Milodón	Bedrock	Mudstone	Bulk rock	59.3	0.7	15.3	8.7	0.1	3.4	2.0	2.4	2.2	0.1	5.2	99.5

Tableau supplémentaire 10. Teneur en éléments majeurs, déterminée par EDX, des framboïdes identifiés dans les lames minces de mudstone de la Formation Cerro Toro. Les analyses ont été effectuées par l'auteur au laboratoire Morphodynamique Continentale et Côtière (université de Rouen) à l'aide d'un microscope électronique à balayage Bruker.

Site	Unit	Sample	Material	$Fe(OH)_3$	SiO_2	Al_2O_3	MgO	C	Total
C. d. Milodón	Bedrock	Mudstone	Framboid pseudomorph	87.5	1.6	0.4		9.3	98.9
C. d. Milodón	Bedrock	Mudstone	Framboid pseudomorph	78.0	4.1	1.7	0.3	9.7	93.8
C. d. Milodón	Bedrock	Mudstone	Framboid pseudomorph	75.3	4.1	3.0	0.5	10.2	93.1

Tableau supplémentaire 11. Liste des particules et structures identifiées dans les lames minces analysées par l'auteur au laboratoire IDEES (université de Rouen), à l'aide d'un microscope optique, en LPNA et LPA.

Site	Unit	Thin section	Facies	Herbivorous coprolites	Phytoliths	Faecal spherulites	Bone	Gypsum	Pumices	Volcanic crystals	Depositional structures	Deformation structures
C. Escondida	U02	ESC15-S-M1a	Sand-sized pumices						x		Plane-stratified, normal-graded laminae	
C. Escondida	U02	ESC15-S-M1b	Sand-sized pumices						x		Plane-stratified, normal-graded laminae	
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-M4	Coprolite-rich gravelly silt	x	x			x	x			
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-M2a	Coprolite-rich gravelly silt	x	x			x	x			
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-M2b	Coprolite-rich gravelly silt	x	x			x	x			
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-M1a	Coprolite-rich gravelly silt	x	x			x	x			
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-M1b	Coprolite-rich gravelly silt	x	x		x	x	x			
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-M1c	Coprolite-rich gravelly silt	x	x			x	x			
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-M5a	Coprolite-rich gravelly silt	x	x			x	x			

C. d. Milodón	U02	MIL13-E-M5b	Coprolite-rich gravelly silt	x	x	x	x	x		
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-M3a	Coprolite-rich gravelly silt	x	x	x	x			
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-M3b	Coprolite-rich gravelly silt	x	x		x			
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-M3c	Coprolite-rich gravelly silt	x	x	x	x			
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-M6a	Coprolite-rich gravelly silt	x	x		x			
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-M6b	Coprolite-rich gravelly silt	x	x		x			
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-M7a	Coprolite-rich gravelly silt	x	x		x			
C. d. Milodón	U02	MIL13-E-M7b	Coprolite-rich gravelly silt	x	x		x			
C. d. Medio	U02	MED12-W-M1a	Sand-sized pumices					x	Plane-stratified, normal-graded laminae Channel	Fold
C. d. Medio	U03	MED12-W-M1a	Silt-sized pumices					x		
C. d. Medio	U02	MED12-W-M1b	Sand-sized pumices					x	Plane-stratified, normal-graded laminae	

C. d. Medio	U03	MED12-W-M1b	Silt-sized pumices	x			
C. d. Medio	U02	MED12-W-M2a	Sand-sized pumices	x		Plane-stratified, normal-graded laminae	
C. d. Medio	U02	MED12-W-M2a	Mixed silt-sized pumices	x	Plagioclase Orthopyroxene Clinopyroxene Amphibole		
C. d. Medio	U02	MED12-W-M2b	Sand-sized pumices	x		Plane-stratified, normal-graded laminae	
C. d. Medio	U02	MED12-W-M2b	Mixed silt-sized pumices	x	Plagioclase Orthopyroxene Clinopyroxene Amphibole		
C. d. Medio	U02	MED12-W-M2c	Sand-sized pumices	x		Plane-stratified, normal-graded laminae	
C. d. Medio	U02	MED12-W-M2c	Mixed silt-sized pumices	x	Plagioclase Orthopyroxene Clinopyroxene Amphibole		
C. d. Medio	U02	MED12-W-M6	Sand-sized pumices	x		Plane-stratified, normal-graded laminae	
C. d. Medio	U02	MED12-W-M6	Mixed silt-sized pumices	x	Plagioclase Orthopyroxene Clinopyroxene Amphibole		Fold Thrust fault
C. d. Medio	U03	MED12-W-M5	Silt-sized pumices	x	Plagioclase Orthopyroxene Clinopyroxene Amphibole		

C. d. Medio	U04	MED12-W-M5	Gravelly silt (brown)							
C. d. Medio	U03	MED12-W-M3	Silt-sized pumices						x	Plagioclase Orthopyroxene Clinopyroxene Amphibole
C. d. Medio	U04	MED12-W-M3	Gravelly silt (brown)				x			
C. d. Medio	U04	MED12-W-M4	Gravelly silt (brown)							
C. d. Medio	U04	MED12-E-M5	Gravelly silt (brown)		x				x	
C. d. Medio	U04	MED12-E-M4a	Gravelly silt (brown)		x					
C. d. Medio	U04	MED12-E-M4b	Gravelly silt (brown)						x	
C. d. Medio	U04	MED12-E-M3	Gravelly silt (brown)							
C. d. Medio	U05	MED12-E-M2a	Coprolite-rich gravelly silt (red)	x	x					
C. d. Medio	U05	MED12-E-M2b	Coprolite-rich gravelly silt (red)	x	x		x			
C. d. Medio	U05	MED12-E-M1a	Coprolite-rich gravelly silt (red)	x	x	x	x			
C. d. Medio	U05	MED12-E-M1b	Coprolite-rich gravelly silt (red)	x	x					
C. Chica	U06	CHI11-S-M6	Coprolite-rich silty gravel	x				x		

C. Chica	U07	CHI11-N-M1a	Coprolite-bearing gravelly silt	x		x
C. Chica	U07	CHI11-N-M1b	Coprolite-bearing gravelly silt	x	x	x
C. Chica	U07	CHI11-N-M3a	Coprolite-bearing gravelly silt	x		
C. Chica	U07	CHI11-N-M3b	Coprolite-bearing gravelly silt	x		x
C. Chica	U07	CHI11-S-M5	Coprolite-bearing gravelly silt	x		
C. Chica	U09	CHI11-N-M4	Silty gravel			

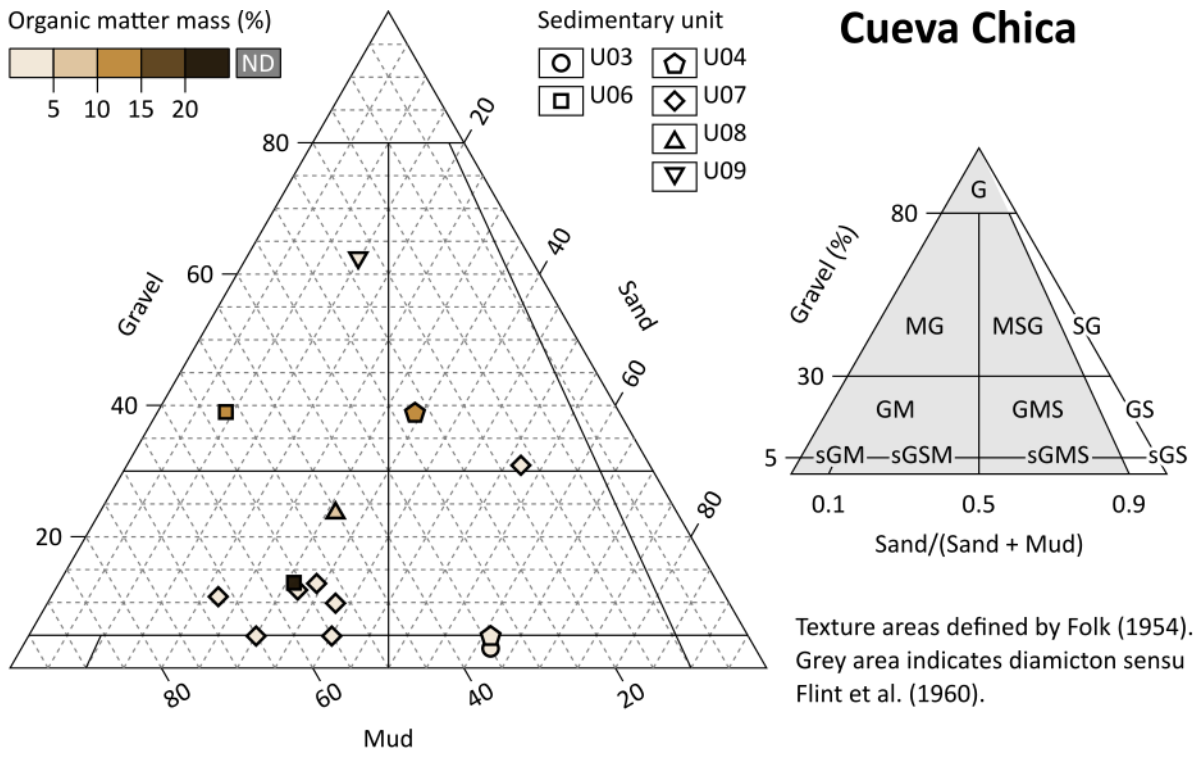


Figure supplémentaire 5. Diagramme textural des échantillons de sédiments de la Cueva de la Ventana d'après les résultats présentés dans le Tableau supplémentaire 6.

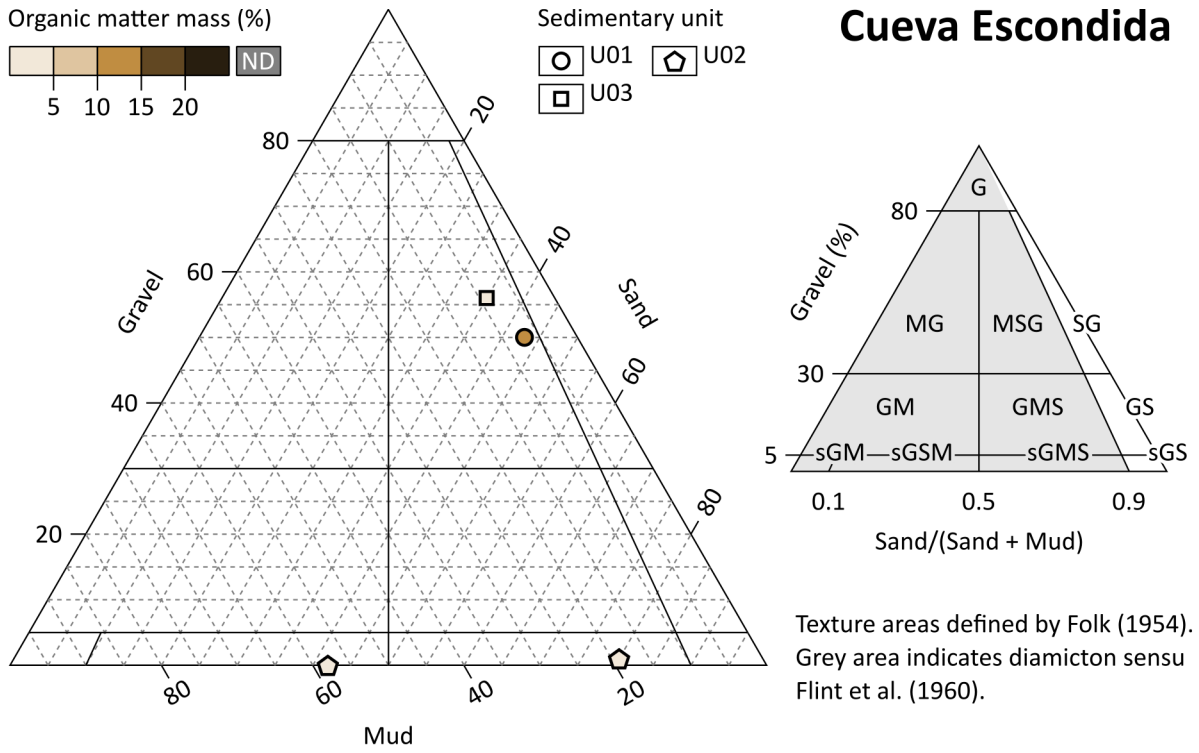


Figure supplémentaire 6. Diagramme textural des échantillons de sédiments de la Cueva Escondida d'après les résultats présentés dans le Tableau supplémentaire 6.

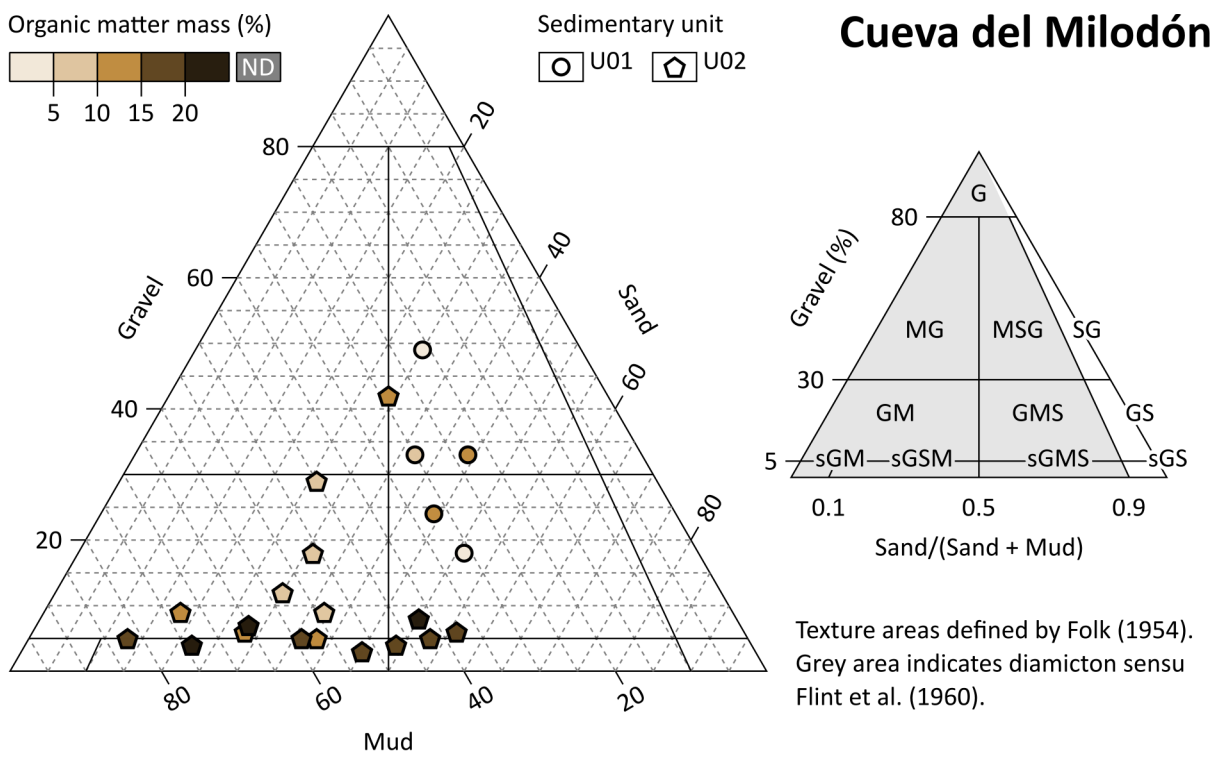


Figure supplémentaire 7. Diagramme textural des échantillons de sédiments de la Cueva del Milodón d'après les résultats présentés dans le Tableau supplémentaire 6.

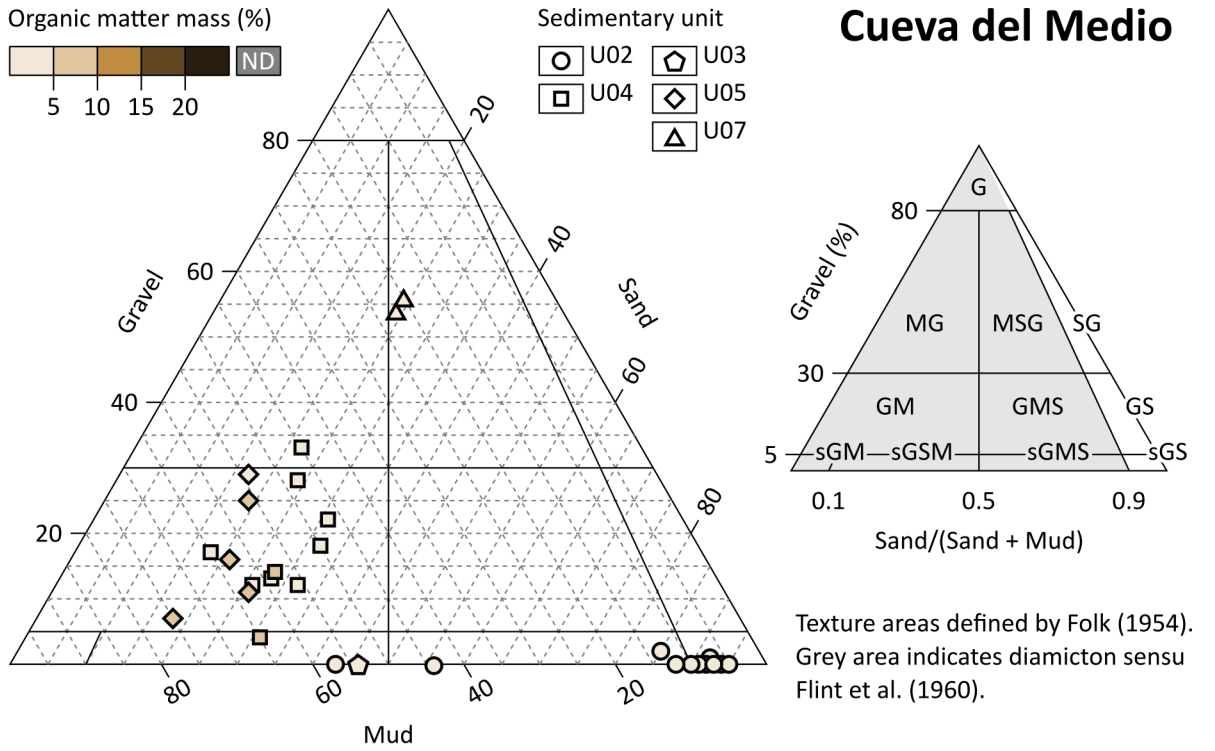


Figure supplémentaire 8. Diagramme textural des échantillons de sédiments de la Cueva del Medio d'après les résultats présentés dans le Tableau supplémentaire 6.

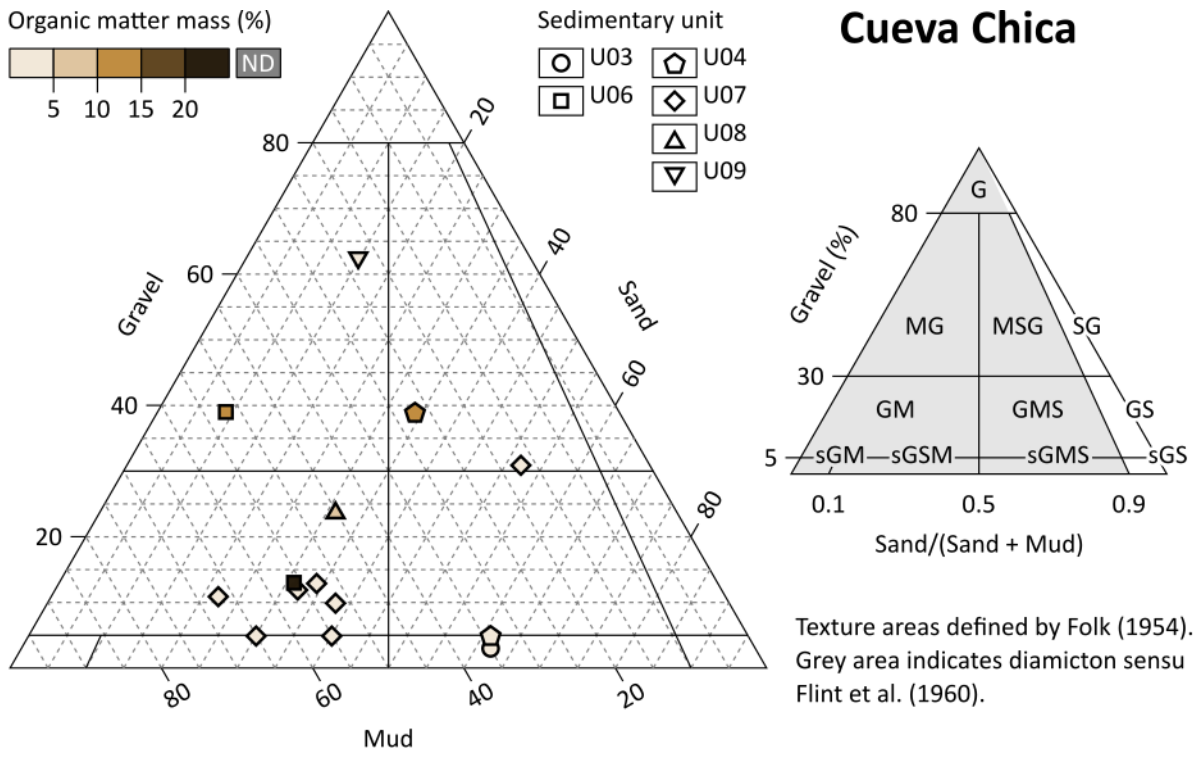


Figure supplémentaire 9. Diagramme textural des échantillons de sédiments de la Cueva Chica d'après les résultats présentés dans le Tableau supplémentaire 6.

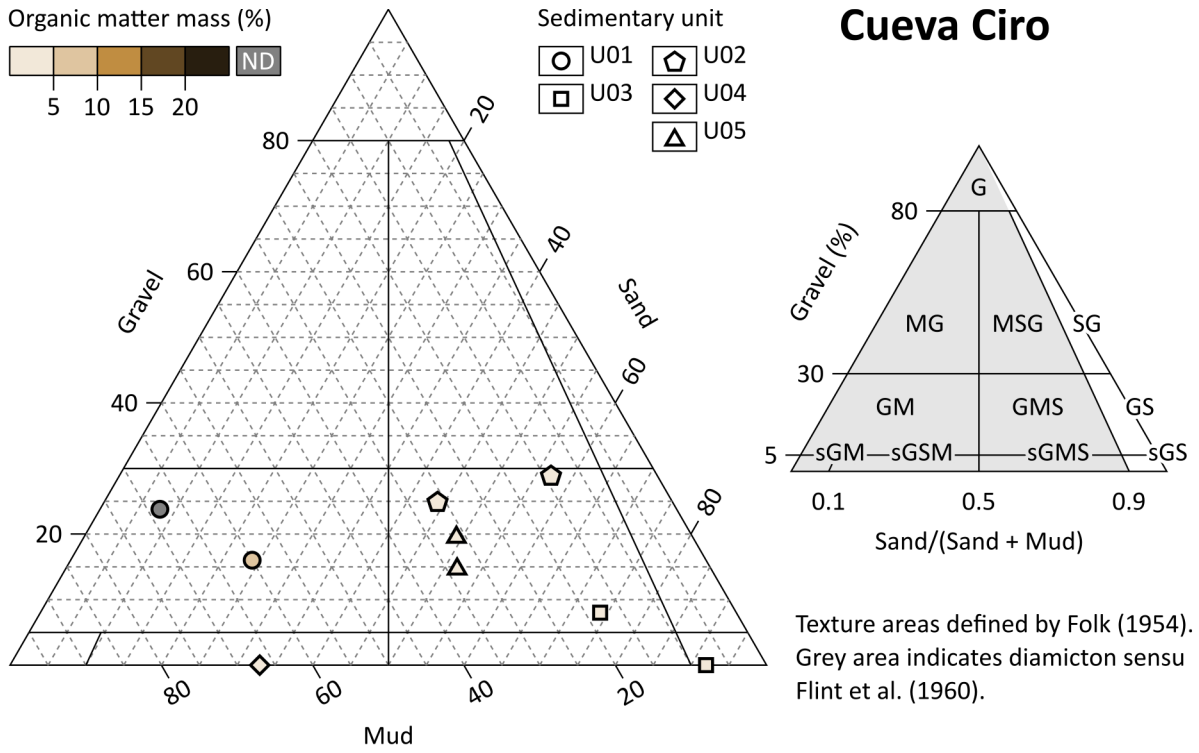


Figure supplémentaire 10. Diagramme textural des échantillons de sédiments de la Cueva Ciro d'après les résultats présentés dans le Tableau supplémentaire 6.

Géomorphologie et sédimentologie des cavités du Cerro Benítez (Patagonie, Chili) : genèse et évolution d'un piège sédimentaire à mégafaune lors de la dernière glaciation

Cette thèse documente les processus physiques impliqués dans l'ouverture puis le remplissage des cavités du Cerro Benítez (Patagonie chilienne) ayant abouti au piégeage de sédiments riches en restes de mégafaune éteinte et en matériel archéologique d'âge pléistocène, au voisinage de la calotte de glace patagonne, lors de la dernière terminaison glaciaire. La cartographie des modelés glaciaires ainsi que la datation des surfaces d'exposition des blocs erratiques par ^{10}Be cosmogénique produit in situ, associée à la modélisation chronologique par les statistiques bayésiennes, nous conduisent d'abord à proposer une chronologie absolue de la déglaciation et de la régression lacustre proglaciaire. La mise en évidence de surfaces d'aplanissement étagées enfouies dans les grottes, par la tomographie de résistivité électrique associée à la modélisation 3D des cavités, nous conduit ensuite à formuler un modèle de spéléogenèse glaciolacustre. Enfin, la stratigraphie comparée associée à l'analyse granulométrique, cristallographique, géochimique et micromorphologique des remplissages sédimentaires de neuf cavités, dont la fameuse Cueva del Milodón, révèle l'influence du substrat rocheux et des fluctuations climatiques de la dernière terminaison glaciaire sur la genèse des sédiments à mégafaune.

Mots-clés : géomorphologie, géoarchéologie, géochronologie, sédiments, grotte, glaciation, Patagonie, mégafaune, tephra, coprolithes.

Geomorphology and sedimentology of the Cerro Benítez cavities (Patagonia, Chile): genesis and evolution of a megafauna sedimentary trap during the last glaciation

This thesis documents the physical processes involved in the opening and subsequent filling of the Cerro Benítez cavities (Chilean Patagonia), which led to the trapping of sediments rich in extinct megafaunal remains and archaeological material of Pleistocene age in the vicinity of the Patagonian ice cap during the last glacial termination. The mapping of glacial landforms and the dating of erratic boulder exposure surfaces by in situ cosmogenic ^{10}Be, combined with chronological modelling using Bayesian statistics, lead us first to propose an absolute chronology of deglaciation and proglacial lacustrine regression. Electrical resistivity tomography, combined with 3D cave modelling, reveals the existence of stepped planation surfaces buried in the caves, leading us to formulate a model of glaciolacustrine speleogenesis. Finally, comparative stratigraphy combined with grain-size, crystallographic, geochemical and micromorphological analysis of the sedimentary fillings of nine cavities, including the famous Cueva del Milodón, reveals the influence of bedrock and climatic fluctuations during the last glacial termination on the genesis of megafauna-bearing sediments.

Key-words : geomorphology, geoarchaeology, geochronology, sediments, cave, glaciation, Patagonia, megafauna, tephra, coprolites.