

A Pequena Idade do Gelo: evidências históricas e geológicas de mudança climática

Celso D. R. Carneiro¹, Gabriel B.F. de Freitas², Lucca M. Franco³, Pedro W. Gonçalves⁴

¹ Programa de Pós-Graduação em Ensino e História de Ciências da Terra, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Universidade Estadual de Campinas, Pesquisador do CNPq, Campinas, SP, Brasil. (autor correspondente; cedrec@unicamp.br)

² Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas. Mestrando, Programa de Pós-Graduação em Geociências. Campinas, SP, Brasil.

³ Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas. Mestrando, Programa de Pós-Graduação em Geofísica, Observatório Nacional. Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

⁴ Programa de Pós-Graduação em Ensino e História de Ciências da Terra, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, SP, Brasil.

Recebido em 1 de setembro de 2019, aceito em 15 janeiro de 2020

Resumo: O entendimento das mudanças climáticas desafia professores de escola básica a realizar abordagens interdisciplinares, já que o conhecimento científico sobre os fatores que controlam o clima é construído a partir de diferentes fontes. Esta pesquisa reuniu dados sobre o registro histórico, geológico, biológico, geomorfológico e artístico da “Pequena Idade do Gelo”, ocorrida entre os séculos XVI e XIX, quando houve grande resfriamento no Hemisfério Norte, além de outros efeitos em escala mundial. A base de dados recuperada na pesquisa ajuda a compreender os processos determinantes das variações climáticas do Holoceno e ilumina a situação contemporânea. O estudo focalizou métodos de datação do registro paleoclimático do Quaternário e relacionou eras glaciais com variações eustáticas (nível do mar). Os resultados revelam o importante impacto dos eventos extremos na sociedade, além de evidenciar distintos modelos paleoclimáticos, produzidos por diversos autores, que permitem identificar tendências de mudança climática. Observa-se que os modelos nem sempre guardam convergência entre si.

Palavras-Chave: Paleoclimatologia, Quaternário, Mudança climática, Ambiente, Geociências.

Abstract: Currently, basic school teachers are challenged to address climate control factors by means of an essentially interdisciplinary approach. This goes beyond developing an ability to manipulate scientific information from different sources; it requires an understanding of the deep implications of scientific knowledge. This research has gathered evidence about the “Little Ice Age”, which occurred between the 16 and 19 centuries, when there was great cooling in the Northern Hemisphere, and other worldwide effects. The database retrieved by the survey is divided as historical, geological, biological, geomorphological and artistic evidence, including knowledge about dating methods of the Quaternary ancient climates. The records help building a systemic understanding of the processes determining Holocene climatic variations. Ice ages can also be related to eustatic (sea level) variations. The results reveal the availability of different paleoclimatic models, thus enhancing the implications of such extreme events for the societies. The models allow to identify some tendencies of climatic change, not perfectly convergent.

Keywords: Paleoclimatology, Quaternary, Climate change, Environment, Geosciences.

INTRODUÇÃO

O entendimento dos fatores que controlam o clima, em diferentes escalas de tempo e espaço, é um grande desafio na escola básica. Para abordar tema tão complexo, os professores precisam desenvolver trabalho interdisciplinar, um dos “mais importantes e difíceis de se praticar” (Silva & Hornink, 2011). As causas naturais que determinam as variações climáticas são pouco citadas ou omitidas em obras didáticas, até mesmo naquelas mais recentes e que, em princípio, deveriam estar atualizadas. O tema é claramente interdisciplinar.

Entre os séculos XVI e XIX, várias regiões do globo apresentaram quedas na temperatura média, além da expansão de geleiras e outras mudanças ambientais, cujos efeitos foram observados em várias regiões da Terra. O intervalo – conhecido como Pequena Idade do Gelo (PIG) – foi, contudo, mais extenso, compreendendo duas vertentes: glaciológica e climática. Na história das geleiras e do clima, o conceito é fundamental para compreensão de eventos em escalas de séculos ou milênios que afetam o Sistema Terra-atmosfera-oceano ao longo do Holoceno (Mathews & Briffa, 2005).

A alteração das séries de temperatura, observada em alguns séculos, pode ser relacionada a variações na irradiação solar e erupções vulcânicas (Nesje & Dahl, 2003). As condições foram regionalmente frias entre

aproximadamente 1300 e 1850 na Europa e na América do Norte, mas não houve um período único e definido de frio prolongado (Nesje & Dahl, 2003). A Pequena Idade do Gelo abrange duas fases (Oosthoek, 2015): a primeira, iniciada ao redor de 1290, continuou até fins dos anos 1400, com um intervalo um pouco mais quente nos anos 1500. Na segunda fase o clima se deteriorou muito, com o período mais frio entre 1645 e 1715. Expressiva atividade vulcânica contribuiu para piorar as condições, como no “ano sem verão” de 1816, ocasionado pela erupção do Monte Tambora, em 1815 (Oosthoek, 2015). Durante a PIG, a expansão de geleiras foi bem documentada em regiões montanhosas do Hemisfério Norte; as temperaturas médias do inverno na Europa e na América do Norte foram até 2° C mais baixas do que hoje. Apesar de ter sido evento de magnitude global, a variação climática não foi homogênea nas diferentes regiões terrestres, tendo sido cronologicamente diacrônica (Carneiro et al., 2018).

Objetivos

O artigo busca sintetizar os fatores que determinaram a mudança climática ocorrida na Pequena Idade do Gelo, quando houve prolongada redução da temperatura média do planeta. Levantaram-se interpretações de diferentes pesquisadores, baseadas em resultados de pesquisas em diversas partes do globo, a respeito das

alterações do clima regional-mundial e dos intervalos de tempo envolvidos.

A pesquisa bibliográfica levantou dados, informações e conceitos que contribuem para o entendimento dos fatores determinantes da PIG. O trabalho também objetivou construir conhecimento sobre métodos de datação empregados no campo das Ciências da Terra, além de outros dados que visam à construção de modelos paleoclimáticos. A principal motivação refere-se à investigação científica do tema “mudança climática”, de fundamental importância no século XXI, sobretudo diante de diferentes visões sobre a questão do Aquecimento Global Antropogênico (AGA).

Registros da Pequena Idade do Gelo

Convenciona-se que a Pequena Idade do Gelo se estendeu do século XVI ao século XIX. A PIG influenciou a vida do homem em sociedade, trazendo fome e doenças e provocando revoltas nas populações mais pobres da França, durante os invernos mais frios do século XVIII. Artistas retrataram a vida em meio ao frio intenso (Fig. 1), entre outras circunstâncias (5-Minute History, s.d.). Condições extremas motivaram os vikings a se deslocar pela Islândia e Groenlândia (Diamond, 2006).

O estado expandido das geleiras, em relação a hoje, durante as últimas centenas de anos é um fato incontroverso. A síntese de Grove (2004) dos dados disponíveis em todo o mundo mostra que as geleiras em todos os continentes, dos trópicos às regiões polares,

foram caracterizadas pela expansão das geleiras e subsequente recuo (Mathews & Briffa, 2005, p.18).

A terminologia “glacial” pode ser aplicada, pois a redução das temperaturas acompanha aumento intenso da precipitação e recristalização de neve com importantes expansões de geleiras na Europa e América do Norte (Figs. 1 e 2). Após o denominado “Período Quente Medieval”, ficou evidente, para geólogos e climatologistas, que as geleiras do Ártico estiveram maiores no passado recente que em outros períodos do Holoceno (Fig. 2). No entanto, a temperatura média nos invernos da PIG era cerca de 2°C inferior aos dias de hoje, revelando que a temperatura se alterou de modo não gradual e que a PIG envolveu resfriamento moderado, mas não abrupto (Mann, 2002). Apesar da controvérsia, tem aumentado o número de evidências e reconstruções paleoclimáticas em periódicos especializados, além de tentativas de se correlacionar a tendência climática contemporânea a eventos do Holoceno.

Grove (1988) descreve informações geológicas de avanço e retração de geleiras de montanhas durante a PIG. Morainas e depósitos de till do Alaska, Nova Zelândia e Patagônia mostram aumento das capas glaciais no período, porém o avanço das geleiras ocorreu em tempos diferentes de uma região para outra. Além de cada área exibir características independentes, torna-se difícil o estudo de mudança climática global apenas baseando-se na distribuição das geleiras. Outros elementos de análise paleoambiental são empregados para estudar os



Figura 1. Pintura “Dutch Snow Scene with Skaters” de Jan Griffier (c.1695). A imagem retrata um lago congelado nos Países Baixos e seus efeitos na vida social durante inverno rigoroso, na Europa do século XVII. A arte no início da Idade Moderna, na Europa, foi especialmente afetada pela PIG, não só nas pinturas, mas também na literatura (Crédito da Foto: Merchant Adventurers' Hall. Fonte URL: <https://www.artuk.org/discover/artworks/dutch-snow-scene-with-skaters-10363/search/terms:frost>. Creative Commons Attribution-NonCommercial-NoDerivatives licence (CC BY-NC-ND).



Figura 2. Comparação entre uma gravura de meados do século XIX (à esquerda) e fotografia de 1966 (à direita) retratando a geleira alpina d'Argentière (França), pelo mesmo ângulo de observação. Os níveis de precipitação e recrystalização de neve maiores durante a PIG proporcionaram o crescimento da geleira, cujo recuo aconteceu no último século, devido à redução das quantidades de neve (Fonte: Mann, 2002).

intervalos, como os registros de crescimento e densidade de anéis de árvores, indicadores isotópicos de corais e amostras de gelo coletadas a partir de perfurações profundas. Luckman (1993) pesquisou a geomorfologia de morainas e anéis de árvores nas Montanhas Rochosas Canadenses e definiu escalas que variam entre dezenas a centenas de anos para as flutuações climáticas. Sucessivos períodos de altas e baixas temperaturas médias acompanharam um claro avanço das geleiras no intervalo considerado.

As Causas da Mudança Climática

O entendimento do clima é um grande desafio na história da humanidade, sobretudo pelas ameaças à sobrevivência, escassez de alimentos e desconforto ambiental. Com o passar do tempo, a compreensão de certos eventos naturais extremos acentuou a relação direta com o clima. Percebeu-se que as variações paleoclimáticas são determinadas pela interação de fatores astronômicos, geológicos e atmosféricos. A radiação recebida do Sol é o fator mais importante que influencia o clima terrestre (Beer et al., 2000). O balanço de energia terrestre varia com a energia que entra e sai do planeta Terra, dependendo de fatores que variam com o tempo. Tais fatores, em ordem sequencial de emissor para receptor, são (Oliveira et al., 2017):

1. *Emissão da radiação*: fator primário determinado por variações solares;
2. *Recepção da radiação*: fator secundário determinado por variações da posição da Terra em relação ao Sol;
3. *Reflexão, absorção, distribuição do calor e reemissão da radiação*: fator terciário determinado por alterações da composição atmosférica, da superfície terrestre e dos oceanos.

As causas naturais atuam em todos os três fatores. As ações antrópicas e os diferentes usos da terra apenas podem interferir no terceiro fator, alterando as concentrações de gases-estufa na atmosfera. Os fatores

são:

Atividade solar: a atividade solar varia com o ciclo de manchas solares, de 11 anos em média, constituindo ciclos curtos. Alguns processos de períodos mais longos estão associados a ciclos astronômicos de 567 e 1.134 anos, devido à conjunção da maioria dos planetas do sistema solar. Além disso, há variações na acreção de matéria interestelar com o movimento do Sol pela galáxia. Os ciclos pequenos de 11 anos, denominados Ciclos de Schwabe, caracterizam-se por variações nas quantidades de manchas solares, tendo mudanças na faixa de 0,1% (cerca de $1,3 \text{ Wm}^{-2}$) na amplitude de radiação solar emitida. Observando a reconstrução nos últimos 1.000 anos a partir de análises de radiocarbono, houve um número drasticamente reduzido de manchas solares nos períodos nomeados como Mínimo de Oort [1010-1050], Mínimo de Wolf [1280-1340], Mínimo de Spörer [1420-1530] e Mínimo de Maunder [1645-1715]. Excluindo-se o Mínimo de Oort, a sequência de períodos frios da Pequena Era do Gelo Terra abrange intervalo amplo entre 1300 a 1850, embora muitos autores definam a PIG como estritamente vinculada ao intervalo do séc. XVI ao séc. XIX. O ponto comum, de todo modo, é o reconhecimento de que a atividade solar afeta diretamente o clima da Terra (Beer et al., 2000; Miyahara et al., 2010).

Teoria Astronômica de Milankovitch: tópico estudado desde fins do século XIX, porém popularizada a partir da proposta de Milankovitch (1920), que apresentou curvas de variações de insolação durante os últimos 500 mil anos e, mais tarde, de um milhão de anos. Segundo a teoria, a radiação solar que incide na superfície depende dos seguintes parâmetros do planeta:

- Excentricidade da órbita terrestre, cujo ciclo varia entre 92.000 a 100.000 anos. Quanto maior o valor, maiores as diferenças de duração e intensidade da insolação entre as estações.

- Obliquidade da eclíptica (21,5° a 24,5°), que corresponde ao grau de inclinação do eixo terrestre em relação ao plano de órbita, e varia com um ciclo de 40.000 a 41.000 anos. Quando a inclinação é pequena, as diferenças sazonais ficam menos perceptíveis, no entanto, as zonas climáticas ficam mais bem definidas.

- Precessão dos equinócios, que corresponde à oscilação do eixo da Terra em torno da posição média de órbita. O movimento tem periodicidade de 19.000 a 23.000 anos. Atualmente, o verão do Hemisfério Sul se encontra no periélio, enquanto o inverno se encontra no afélio, porém em cerca de 11.000 anos a situação será inversa. Broecker (1965) recalculou e retificou a curva de Milankovitch (1920) (Suguio, 2010), no entanto, ela permanece, em geral, tal como foi originalmente proposta. Dados obtidos de recifes de corais em Barbados (Mesoelle et al., 1969) e curvas de oscilação de 18O/16O obtidas de foraminíferos plantônicos em testemunhos submarinos (Evans et al., 1976, Hays et al., 1976) mostram boa correlação com a curva de Milankovitch. Entretanto, mesmo que tal teoria ofereça explicação para as principais mudanças paleoclimáticas, há grandes indícios da atuação de outros atores que influem nas mudanças do clima global.

Mudanças na composição da atmosfera e alterações no campo magnético terrestre: além das mudanças no espectro da radiação solar, mudanças na superfície física ocupada pelos oceanos são responsáveis por variações nos teores de CO₂ e vapor d'água, principais gases causadores do efeito estufa. Enquanto isso há a atuação vulcânica, que introduz materiais em suspensão na atmosfera, provocando variações na energia solar recebida pela superfície da Terra e alterando a distribuição de calor. As alterações no campo geomagnético também modificam o efeito de blindagem da Terra a raios cósmicos.

Ciclos Climáticos: Tipos de Evidência e Métodos de Estudo

Métodos de datação

Um ponto de fundamental importância na pesquisa é o estudo dos métodos de datação, sendo foco de diversas pesquisas que vão dos métodos tradicionais da geologia, como a estratigrafia e a correlação, até métodos de alta precisão, como as técnicas usadas em datação isotópica. Colman et al. (1987) reuniram seis grupos de métodos de datação do Quaternário. Embora a referência seja antiga, o quadro geral permanece válido, pois métodos eventualmente desenvolvidos mais tarde enquadram-se em uma das categorias:

1. Métodos siderais: determinam datas de calendários ou contam eventos anuais;
2. Métodos isotópicos: determinam mudanças em composições isotópicas, resultantes do decaimento radioativo;
3. Métodos radiogênicos: determinam os efeitos cumulativos não isotópicos do decaimento radioativo, como trapas de energia eletrônica e danos em cristais;

4. Métodos químicos e biológicos: medem os resultados de processos químicos e biológicos dependentes do tempo;

5. Métodos geomórficos: medem os efeitos dos processos geomórficos dependentes do tempo e complexamente interligados;

6. Métodos de correlação: determinam idades baseadas em mudanças de certas propriedades com o tempo.

Tais técnicas podem envolver desde procedimentos rudimentares até processos muito avançados. As técnicas dividem-se em quatro categorias em relação ao tipo de resultado que oferecem:

1. Idade Numérica: métodos muito precisos que produzem resultados em escala de anos;

2. Idade Calibrada: métodos precisos, porém diferentes para cada tipo de ambiente e cada tipo de amostra, devendo ser “calibrados” para cada uso, visando obter resultados em escala de anos;

3. Idade Relativa: métodos que determinam sequência temporal de eventos e que, eventualmente, fornecem uma ideia da escala de tempo, ou do intervalo de tempo envolvido;

4. Idade Correlacionada: métodos que só revelam idade em relação a depósitos correlatos já datados.

Neste artigo, as técnicas de datação foram separadas para fins didáticos nas categorias: idades relativas e idades absolutas.

Técnicas de Datação Relativa

A datação relativa consiste no uso de evidências para determinar uma sequência temporal de eventos, porém o método somente pode quantificar faixas de idade, em lugar de datas específicas. Embora os geólogos tenham desenvolvido grande variedade de técnicas de datação relativa, apenas um pequeno número é amplamente utilizado. Uma vantagem da datação relativa é que pode ser aplicada a qualquer uma das eras geológicas (Watchman & Twidale, 2002). Dois princípios são fundamentais para se estabelecer cronologia relativa: a Lei da Superposição das Camadas e a Lei da Interseção (Carneiro et al., 2005). As técnicas mais comuns de datação relativa são: (1) sobreposição: estabelece que, em um conjunto de estratos não perturbados, a rocha mais antiga pertence à camada inferior da sequência; (2) relações de interseção: estabelece que uma unidade ou feição geológica cortada por outra feição ou unidade geológica é mais antiga que a unidade ou estrutura que a atravessa; (3) sucessão faunística e floral: organiza os fósseis de animais e plantas de acordo com seu (hipotético) desenvolvimento evolutivo (Clausen, 2017). Tais métodos, bastante utilizados, são decisivamente complementados pelos métodos de datação absoluta (Carneiro et al., 2005).

Estudo paleontológico: William Smith, em 1816, descobriu que, sempre que “fósseis-índices” se sucederem na mesma ordem, um conteúdo fóssilífero peculiar pode caracterizar determinadas camadas sedimentares. Desde que tal concepção se estabeleceu, a Paleontologia tornou-se fundamental na Estratigrafia.

As análises de Smith permitiram estabelecer o princípio da sucessão faunística, segundo o qual os fósseis de organismos vivos sucedem-se uns aos outros em ordem definida e, assim, cada intervalo de tempo pode ser definido pelo conteúdo fóssil. Assim, “formações muito afastadas de outras podiam ser consideradas como praticamente contemporâneas desde que contivessem grupos semelhantes de fósseis” (Carneiro et al., 2005). Para aplicações em Geologia, é fundamental o estudo dos fósseis-guia, que possibilitam correlacionar rochas sedimentares de áreas diferentes da mesma faixa temporal. Para a melhor aplicação do método, é necessário que os fósseis sejam:

- Amplamente distribuídos na superfície terrestre, como acontece com espécies marinhas. Contudo, a maioria dos depósitos do Quaternário é pobre ou estéril (Suguió 2010) em fósseis, fator que reduz a aplicabilidade;
- Muito abundantes, fato que dá destaque à Micropaleontologia;
- Representantes de seres submetidos a rápida evolução biológica, capazes de caracterizar intervalos de tempo pequenos. Embora a duração do Quaternário seja adequada para comportar mudanças evolutivas expressivas, o intervalo relativamente restrito de 2 Ma pode dificultar a aplicação dos métodos.

Apesar das dificuldades de aplicação do método relativo de datação paleontológica no Quaternário, sobretudo pela ausência de fósseis-índices, os fósseis de mamíferos, que tiveram evolução relativamente rápida, são aplicáveis com sucesso. Outros fósseis estudados são foraminíferos, grãos de pólen, ostracodes, diatomáceas, dentre outros, mas o estudo dessas estruturas volta-se mais para a determinação de paleoambientes do que para datação (Suguió, 2010).

Técnicas geomorfológicas: a pesquisa geomorfológica reúne diversos procedimentos, de acordo com os vários tipos de depósitos sedimentares que compõem o relevo, tais como terraços marinhos, depósitos colúviais, dunas eólicas, terraços fluviais, entre outros. O critério da posição topográfica é aplicável tanto em depósitos marinhos, quanto fluviais; baseia-se na altitude dos depósitos sedimentares em relação a um nível de referência. Em um conjunto de terraços fluviais originados pelo mesmo rio, os mais antigos ocupam posição topográfica mais elevada e os mais jovens são mais baixos.

É também possível estabelecer as sequências de camadas de cada terraço a partir da idade relativa. Há duas situações de terraços: (a) terraços encaixados (sedimentos mais novos sobre os depósitos antigos) e (b) terraços escalonados (cada terraço ocorre sobre as rochas regionais mais antigas). A sucessão vertical de níveis por degraus é geralmente mantida, sendo fundamental para a datação relativa. Às vezes, contudo, movimentos tectônicos podem modificar a sequência original, dificultando as datações.

² Obs.: No Quaternário só há sentido em aplicar o termo fósseis, formalmente, ao Pleistoceno. Restos ou vestígios do Holoceno, por definição, não deveriam ser chamados de fósseis, apesar de essa convenção sofrer ressalvas

O critério de grau de afeiçoamento do relevo complementa o critério anterior de observação topográfica, pela premissa de que os terraços teriam a configuração primária de uma frente de talude abrupta e, com o tempo, esta seria modificada, principalmente por erosão, diferenciando-se, assim, de estruturas mais jovens. Por exemplo, no caso dos terraços, os níveis mais antigos se tornariam cada vez mais dissecados e afastados da forma original, enquanto os níveis mais novos estariam muito próximos da forma original. O critério tem sido aplicado ao mapeamento de terraços holocênicos e pleistocênicos do litoral brasileiro (e.g. Martin, Flexor & Suguió, 1998)

Outro caso de aplicação da técnica é na evolução de um sistema de planície costeira, se houver uma sequência de terraços marinhos, com sistemas associados de ilhas-barreira e lagunas. Observando a posição topográfica das estruturas, percebe-se que os terraços mais antigos estão em posições mais elevadas que os mais novos.

O critério topográfico, quando aplicado à idade relativa de superfícies de erosão, é em termos gerais, o oposto da Lei da Superposição, pois quanto mais alta estiver uma superfície, mas antiga ela é, desde que não tenha havido deformação regional (Watchman & Twidale, 2002).

Grau de intemperismo químico: outro método de datação relativa consiste em observar quanto as rochas e os sedimentos foram modificados físico-quimicamente por agentes climáticos e biológicos. As taxas de intemperismo químico são geralmente deduzidas a partir das medidas de fluxos de saída de constituintes da região amostrada, sendo controladas por diversos fatores, principalmente a litologia da área, o clima (temperatura e precipitação), a erosão mecânica e a matéria orgânica (Viers et al., 2007). Por exemplo, rochas basálticas se intemperizam muito mais rapidamente do que granitos. Em áreas quentes e úmidas também tende a ser mais intensa a alteração intempérica de rochas e sedimentos; uma alta erosão mecânica garante contato permanente entre as soluções e os minerais inalterados. Neste contexto, em solos muito profundos, onde a erosão é muito baixa, as taxas de erosão são muito baixas (Viers et al., 2007).

Caso as taxas de intemperismo possam ser calibradas por meios independentes, em um determinado local, como por exemplo a datação por nuclídeos cosmogênicos, os dados podem apoiar a definição de uma cronologia do intemperismo superficial para áreas adjacentes (Walker, 2005). Os dados não podem ser generalizados, contudo, devido à importância de outros fatores como condições ambientais e propriedades físico-químicas dos materiais. Muitos estudos geológicos consideram o intemperismo como mera interação inorgânica rocha-água, limitada à solubilização de minerais pelas soluções disponíveis no solo, mas a concepção é inconsistente, pois as plantas interferem nos processos químicos e físicos do intemperismo. A conhecida capacidade das raízes das plantas e de sua microbiota associada (bactérias e fungos) de secretar ácidos orgânicos acelera muito a taxa de dissolução (Berner et al. 2003).

Possivelmente o primeiro estudo, não apenas da química do próprio intemperismo, mas também dos efeitos das plantas no intemperismo, foi o de Ebelmen (1845). Ele sugeriu que raízes e ácidos orgânicos secretados pelas plantas promoviam o desgaste das rochas, e o intemperismo de rochas silicáticas foi um fator chave no controle de dióxido de carbono atmosférico ao longo do tempo geológico (Berner et al. 2003, p.170).

Assim, nesse tipo de datação deve-se considerar que as rochas e sedimentos da região considerada estiveram sob um mesmo contexto climático, biológico e erosional. Se as características litológicas e mineralógicas forem semelhantes, pode-se considerar que os materiais mais alterados são os mais antigos, enquanto que os mais frescos são os mais recentes.

Técnicas de Datação Absoluta

A Geocronologia é a área do conhecimento das Ciências da Terra que estabelece idades geológicas absolutas, cuja unidade de medida é o ano. A aplicação dos métodos radiométricos (radiocronologia) para avaliar a idade das rochas somente foi possível com a descoberta da radioatividade, ao final do século XIX. Os métodos geocronológicos fornecem dados precisos sobre a duração de cada era geológica (Carneiro et al., 2012) e sua precisão varia desde dezenas a milhões de anos. Para o estudo do Quaternário, os seguintes métodos são os mais utilizados:

- a) Métodos baseados em fenômenos rítmicos naturais;
- b) Métodos baseados em radionuclídeos, principalmente o radiocarbono;
- c) Métodos baseados nas séries de desequilíbrio de Th e U;
- d) Métodos baseados em danos causados por radiação;
- e) Métodos baseados em marcadores globais de tempo;
- f) Métodos químicos.

Dendrocronologia: a dendrocronologia é o método para conhecer a cronologia passada a partir da contagem do número de anéis de crescimento das árvores. O método foi idealizado por C. V. Linné no século XVIII. Os troncos das árvores que crescem em latitudes altas formam, na primavera e no verão, células grandes com membrana delgada e, no outono e no inverno, formam células pequenas com membranas espessas. A espessura das camadas de células depende do clima e das épocas de formação. Quando a pluviosidade for muito baixa, o anel de crescimento pode ser extremamente fino ou até desaparecer. Comparando os anéis de crescimento de várias árvores de uma mesma região e, com base na espessura e idade das mesmas, é possível obter um diagrama representativo da região. Com base em anos demasiadamente úmidos ou secos, o diagrama pode ser comparado com o de diferentes épocas passadas.

Acreditava-se que árvores nas regiões tropicais e equatoriais crescessem continuamente durante o ano, devido às temperaturas e à umidade. Com isso, os estudos de seções transversais dos troncos não forneceriam idades ou taxas de crescimento. Porém,

vários pesquisadores discordam, baseados em estudos. Para eles, cada espécie teria sua própria taxa de crescimento que varia diferentemente com as estações. Além disso, também citam a variedade climática na região intertropical (Mariaux, 1995).

Em relação ao Hemisfério Sul, mais especificamente na América do Sul, a atual rede de dados de registros dendroclimáticos fornece um bom ponto de partida para as análises preliminares de variações anuais de climas passados em domínios de espaço e tempo (Boninsegna et al., 2009). Boninsegna et al. (2009) apresentam exemplos, comparando dados da América do Sul com equivalentes do Hemisfério Norte: os períodos quentes visualizados nas reconstruções de temperatura mais longas da América do Sul nem sempre são coincidentes com o Período Medieval Quente identificado no domínio do Atlântico Norte. Embora sejam registradas, em algumas áreas, fases frias sincronizadas com a Pequena Era do Gelo “Europeia Clássica”, emergem diferenças significativas na ocorrência temporal dos períodos frios nas regiões. O padrão mais consistente registrado na maioria dos locais é de ocorrência de condições mais quentes no século XX em comparação com os séculos anteriores (Boninsegna et al., 2009).

Varvecronologia: a varvecronologia baseia-se no estudo das varves, conjunto de camadas de sedimentos de areia e silte grosso intercaladas por camadas de silte fino e argila, onde cada par de camadas é formada em um intervalo de um ano. A deposição das camadas é iniciada entre a primavera e o verão quando as águas de degelo das zonas periglaciais carregam grandes quantidades de sedimentos para lagos localizados perto das geleiras, em região frontal. A areia e o silte grosso sedimentam-se rapidamente, porém, o silte mais fino e a argila, contendo matéria orgânica, ficam em suspensão e decantam no outono e no inverno, quando geralmente há congelamento da superfície e morte de organismos. Assim, forma-se o par de camadas, sendo uma clara e uma escura, tendo espessura variável. Em épocas mais amenas, com temperaturas um pouco mais altas, a espessura da varve será maior, podendo servir como um ponto de correlação. Quando as geleiras recuam, são formados lagos em sequência acompanhando a retração, de forma que o estudo dos sedimentos formados nos lagos pode determinar a faixa de tempo envolvida.

Radiocronologia: a desintegração radioativa é um fenômeno físico determinado pelo peso e número atômicos do elemento, em que o número de átomos decresce com o tempo. Tal decréscimo é relacionado ao número inicial de átomos do isótopo pai N_0 , tempo decorrido t , o número atual de átomos do isótopo pai $N(t)$ e a constante de desintegração radioativa λ , seguindo a equação:

$$N(t) = N_0 e^{-\lambda t}$$

Conhecendo $N(t)$, N_0 e λ , é possível calcular o tempo decorrido t , a partir da seguinte equação:

$$t = (1/\lambda) \ln (N_0/N)$$

Métodos de datação baseados em radionuclídeos cosmogênicos: as reações entre os gases moleculares da troposfera e da estratosfera e os raios cósmicos produzem diversos radionuclídeos, que podem ser utilizados para datação.

Segundo Suguio (2010), os métodos baseiam-se no fato de os radionuclídeos:

a) serem produzidos a razões constantes, em tempo bem maior que os tempos de meia-vida, porém, em condições reais, há variações na intensidade dos raios cósmicos pela latitude;

b) serem armazenados em quantidades constantes nos ambientes terrestres;

c) terem tempos de permanência médios constantes nos reservatórios, além das trocas serem feitas em taxas constantes;

d) constituírem sistemas quimicamente fechados ao estarem incorporados nas amostras que serão datadas.

Tais fatos são seguidos com boa aproximação, entretanto há flutuações nas taxas de produção e troca entre depósitos, surgindo discrepâncias na correlação com a escala de tempo de calendário solar, sendo necessárias correções por meio de curvas ou tabelas para calibração. O método do radiocarbono é o mais conhecido e utilizado dos métodos envolvendo radionuclídeos cosmogênicos. Sendo baseado na desintegração dos átomos ^{14}C , que podem formar-se na ordem de dois átomos por segundo e têm desintegração com meia-vida de 5.730 anos.

Método de racemização de aminoácidos: as proteínas existentes são compostas de aminoácidos levógiros, ou seja, que giram para a esquerda o plano de polarização da luz, porém com o passar do tempo, por meio de processos chamados de racemização os aminoácidos levógiros (L) são gradativamente convertidos em dextrógiros (D), ou seja, que giram para a direita o plano de polarização da luz, até que haja equilíbrio em razão D/L em 1,38. Com a constante da velocidade de racemização k_1 , pode-se estabelecer a relação:

$$\ln\left\{\frac{1 + (D/L)}{1 - 1/1,38(D/L)}\right\} = (1 + 1/1,38)k_1 \cdot t$$

onde k_1 representa uma constante dependente da temperatura, desde que o pH seja invariável. Com isso, pode-se conhecer a idade t com o conhecimento de D/L e k_1 .

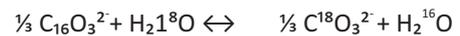
Para o cálculo da idade com tal método, é necessário conhecer D/L pela análise quantitativa de aminoácidos na amostra de matéria orgânica. Posteriormente, deve-se determinar a paleotemperatura, por meio de $\delta^{18}\text{O}$ ou análise palinológica, e, por fim, a idade t .

O limite para o cálculo de idade do método é dependente dos valores de k_1 (Andrews & Miller, 1980 apud Suguio, 2010). Em regiões quentes, com temperaturas médias em 22°C , o limite de idade fica próximo de 500.000 anos e em regiões mais frias, com temperaturas médias em -12°C , o limite pode chegar a 10 Ma. O método foi testado inicialmente em sedimentos submarinos em águas profundas, onde a temperatura e o pH seriam mais estáveis; os resultados produzidos se correlacionaram com os de outros métodos, dando validade aos produtos. Mais tarde, tal técnica passou a ser usada para datar formações fossilíferas continentais.

Estratigrafia Isotópica

Fundamentos do método de razão isotópica

A possibilidade de se estimar as paleotemperaturas das águas por meio das razões dos isótopos de oxigênio $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ foi demonstrada teoricamente por Urey em 1947 e se baseia no fato de que quando os organismos marinhos constroem suas carapaças de carbonato de cálcio, eles incorporam Ca^{2+} e CO_3^{2-} oriundos do ambiente. O ânion CO_3^{2-} mantém com a água a seguinte reação de troca de isótopos de oxigênio:



Nessa reação, a proporção com que ^{18}O terá presença em CO_3^{2-} e H_2O é expressa pela constante K , que depende da temperatura da água:

$$K = \frac{[\text{H}_2^{16}\text{O}(\text{C}^{18}\text{O}_3^{2-})^{1/3}]/[\text{H}_2^{18}\text{O}(\text{C}^{16}\text{O}_3^{2-})^{1/3}]}{[\text{C}^{16}\text{O}_3^{2-}]^{1/3}/[\text{C}^{18}\text{O}_3^{2-}]^{1/3}} = \frac{[\text{C}^{18}\text{O}_3^{2-}]/[\text{C}^{16}\text{O}_3^{2-}]}{[\text{H}_2^{18}\text{O}]/[\text{H}_2^{16}\text{O}]}$$

O valor de K varia de modo inversamente proporcional à temperatura da água, modificando-se, aproximadamente, em 0,15‰ a 0,20‰ a cada 1°C de variação. Com isso, é possível determinar as paleotemperaturas com precisão de 1°C medindo-se os teores de ^{18}O e ^{16}O do CaCO_3 das carapaças carbonáticas de organismos marinhos antigos com precisão de 0,10‰. Na verdade, as paleotemperaturas são calculadas pela relação entre a temperatura da água e o teor de ^{18}O no CaCO_3 . Porém, admite-se que o teor de ^{18}O tenha sido praticamente igual ao da atual água do mar no período que o organismo ainda vivia, pois não é possível saber de fato tal teor.

O teor de ^{18}O no CaCO_3 , em termos de $\delta^{18}\text{O}$, é obtido na razão milesimal da amostra padrão (PDB = correspondente ao do fóssil de Belemnite da Formação Pee Dee do Cretáceo dos Estados Unidos, ou SMOW = Standard Mean Ocean Water), segundo a relação: $\delta^{18}\text{O} = \left(\frac{^{18}\text{O}/^{16}\text{O} \text{ da amostra}}{^{18}\text{O}/^{16}\text{O} \text{ do padrão}} - 1 \right) 1000\text{‰}$

O método também é aplicável em carbonatos inorganicamente precipitados, como os espeleotemas (Emiliani, 1971).

Curvas de variação de paleotemperaturas

Emiliani desenvolveu técnicas, em 1955, para determinar as curvas de variação de paleotemperaturas superficiais das águas oceânicas durante o Quaternário medindo o $\delta^{18}\text{O}$ das carapaças de foraminíferos planctônicos provindos de testemunhos de águas profundas. Foi introduzido o fator A , relacionado às águas em períodos anteriores, para correções da seguinte fórmula para encontrar a paleotemperatura em $^\circ\text{C}$:

$$T = 16,5 - 4,3(\delta^{18}\text{O} - A) + 0,14(\delta^{18}\text{O} - A)^2$$

A partir de 1960, foi comprovada a validade da escala de estágios isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ em nível mundial,

por meio de várias determinações de $\delta^{18}\text{O}$ de testemunhos provenientes de diversos oceanos. Outro fato importante é a utilização em conjunto da magnetoestratigrafia para determinar curvas de variação de paleotemperaturas muito mais precisas (Shackleton & Opdyke, 1976).

$\delta^{18}\text{O}$ e as mudanças nos volumes das geleiras

Apesar dos grandes progressos nas pesquisas de paleotemperaturas com o uso de razão entre os isótopos de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, Shackleton & Opdyke (1973) notaram que o fator de correção A teria uma influência muito maior do que inicialmente pensada. Tal fato foi notado pelas mudanças dos valores entre $\delta^{18}\text{O}$ dos foraminíferos bentônicos e planctônicos dos testemunhos, sendo que isso indica que eles não estariam evidenciando diretamente as mudanças de paleotemperatura, mas mostrariam as variações de $\delta^{18}\text{O}$ das águas oceânicas. Isso quer dizer que quando ocorre a evaporação das águas oceânicas, aconteceria o fracionamento isotópico; o isótopo ^{18}O concentrar-se-ia no oceano por ser mais pesado. Com isso, o isótopo de ^{16}O concentrar-se-ia nas geleiras por acumulação de neve. Isso mostra que os teores de ^{18}O nas águas oceânicas dependem do volume das geleiras. Assim, épocas de paleotemperaturas mais altas teriam concentrações de ^{18}O mais baixas, sendo o inverso válido, o que ajuda a indicar os períodos glaciais e interglaciais do Quaternário.

Estratigrafia Isotópica do Carbono

Outro par de isótopos estáveis que ganhou destaque é a razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ de matéria orgânica vegetal são expressos em relação ao padrão PDB por meio da expressão:

$$\delta^{13}\text{C} = \left[\left(\frac{^{13}\text{C}/^{12}\text{C} \text{ da amostra}}{^{13}\text{C}/^{12}\text{C} \text{ do padrão}} \right) - 1 \right] 1000\%$$

Em estudo realizado por Nakai (1972) em testemunho, é possível identificar grande correlação entre os teores de $\delta^{13}\text{C}$ da matéria orgânica vegetal e os teores totais de carbono orgânico. Outro fato importante a ser notado é que se as informações paleoclimáticas obtidas por palinologia forem comparadas com os teores anteriormente comentados, é possível observar que os picos de $\delta^{13}\text{C}$ coincidem com as épocas mais quentes. Apesar de interessante tal correlação para estratigrafia isotópica, ainda são necessários mais estudos para explicar tal fato.

Testemunhos

Os testemunhos são parte muito importante do estudo paleoclimático, sendo as principais evidências de mudanças climáticas. Os testemunhos (em inglês, proxy) dão a possibilidade de reconstruir e obter estimativas das condições climáticas reais existentes no passado. Tais elementos podem vir de diversas fontes, sendo alguns

deles já mencionados nos tópicos anteriores. A Tabela 1 discrimina as principais fontes de testemunhos utilizadas em reconstruções paleoclimáticas. Abordaremos primeiro os testemunhos de gelo, que fornecem evidências e diversas informações paleoclimáticas sobre a Pequena Idade do Gelo, além de todo o resto do Quaternário.

Testemunhos de Gelo

O acúmulo de nevascas em calotas de gelo e mantos de gelo pelo mundo pode dar diversas informações para reconstrução paleoclimática e paleoambiental da região tratada. Tais informações são estudadas pelas análises física e química do gelo e do *firn* (neve que passou por processo de recristalização pelo sobrepeso de material sobreposto e que sobreviveu à temporada de ablação de verão) em testemunhos recuperados de altas elevações na cobertura de gelo. Segundo Bradley (1999), informações paleoclimáticas são obtidas dos testemunhos de gelo por quatro principais abordagens, que envolvem análise de:

- A. Isótopos estáveis da água e do O_2 atmosférico;
- B. Outros gases das bolhas de ar no gelo;
- C. Matéria presente no gelo e no *firn*;
- D. Características físicas do *firn* e do gelo.

Análise de Isótopos Estáveis

Na análise de em testemunhos de gelo, os isótopos estáveis mais estudados são os teores de ^{18}O e 2H (ou D, deutério), que são dois dos mais comuns isótopos estáveis presentes na estrutura da água; suas variações fornecem boas informações paleoclimáticas da região estudada. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ podem indicar paleotemperaturas médias anuais nos locais onde foram coletados os testemunhos, mas é necessário calibrar o $\delta^{18}\text{O}$, a fim de obter uma reconstrução paleoclimática mais precisa e considerar variações de fatores físicos e químicos dos testemunhos. Emprega-se uma regressão linear:

$$\delta^{18}\text{O} = aT + b,$$

na qual o coeficiente “a” representa a inclinação da reta e “b” é uma constante que representa a interceptação da reta com o eixo vertical. Segundo Bradley (1999), os coeficientes também variam de acordo com a duração da mudança climática e não só com a localização desta. Neste contexto, em um evento de curta duração (como uma tempestade), a inclinação da reta torna-se maior; quanto maior o período do evento, a inclinação da reta torna-se menor. Outros fatores que afetam $\delta^{18}\text{O}$ hoje em uma localidade também não são constantes, como a própria composição isotópica da água oceânica, que muda entre os períodos glaciais e interglaciais pelo estoque de água pobre em ^{18}O em grandes geleiras (Shackleton, 1987), e o fato de as temperaturas caírem para níveis muito baixos em algumas regiões, $\delta^{18}\text{O}$ diminuiria mais rapidamente para uma dada queda de temperatura, devido à natureza da relação $\delta^{18}\text{O}$ -

Tabela 1. Principais fontes utilizadas de testemunhos em reconstruções paleoclimáticas. Fonte: adaptado de Oliveira et al. (2015)

Glaciológico	Geoquímica (íons e isótopos de oxigênio, hidrogênio e outros)		
	Concentração de gases em bolhas de ar		
	Concentrações de elementos-traço e de micropartículas		
	Propriedades físicas (direções do gelo)		
Geológico	Marinho	Sedimentos biogênicos	Composição isotópica do oxigênio
			Abundância de fauna e flora
			Variações morfológicas
		Sedimentos inorgânicos	Poeira terrestre e morainas
			Mineralogia da argila
	Terrestre	Depósitos e características de erosão glacial	
		Características periglaciais	
		Linhas costeiras (características eustáticas e glácio-eustáticas)	
		Depósitos eólicos (loess e dunas de areia)	
		Sedimentos lacustres e feições erosivas (costas)	
Feições pedológicas (paleossolos)			
	Espeleotemas (idade e composição dos isótopos estáveis)		
Biológico	Anéis de árvores (largura, densidade, composição de isótopos estáveis)		
	Pólen (tipo, abundância relativa e/ou concentração absoluta)		
	Macrofósseis vegetais (idade e distribuição)		
	Insetos (características de aglutinação)		
	Corais (geoquímica)		
	Diatomáceas, ostracodes e outros organismos em sedimentos lacustres (aglutinação, abundância e/ou geoquímica)		
	Distribuição da população moderna (refúgios e relíquias de populações de plantas e animais)		
Histórico	Registros escritos de indicadores ambientais (fenômenos parameteorológicos, como secas, enchentes etc.)		
	Registros fenológicos		

Datação de Testemunhos de Gelo

Um dos problemas mais importantes em um estudo de qualquer testemunho de gelo é determinar a relação entre idade e profundidade. Com isso são usadas diversas abordagens a fim de determinar idades cada vez mais distantes do período atual.

Entre os métodos utilizados, os métodos radioisotópicos geralmente são deixados de lado, com exceção de análise de ^{210}Pb e ^{14}C . O ^{210}Pb (cuja meia-vida é de 22,3 anos) é trazido da atmosfera a partir do decaimento de ^{222}Rn . O método é aplicável para acumulação de neve entre 100 e 200 anos. As datas a partir de ^{14}C são obtidas pela análise de CO_2 preso em bolhas de ar, porém a idade pode diferir do gelo em centenas ou milhares de anos devido à necessidade de haver um intervalo para que as bolhas de ar sejam completamente seladas e não haja mais contato com a atmosfera.

Segundo Bradley (1999), outros métodos de traçar uma cronologia com um testemunho de gelo consistem em avaliar variações sazonais, o que permite ter uma precisão anual na datação dos testemunhos. Abaixo será listada uma série de técnicas para observar tais variações: **Estratigrafia visual:** consiste em observar os testemunhos em uma mesa de luz para correlacionar as propriedades definidas em exames laboratoriais com outras observações, como cor, transparência etc.

$\delta^{18}\text{O}_i$: devido ao grande esfriamento nos meses de inverno, as neves destes períodos possuem concentração muito menor de $\delta^{18}\text{O}$ do que as neves de verão. Tal fato pode ser notado nas acumulações de neve e *firn*, sendo o período de um ano um conjunto de um valor baixo e outro alto de $\delta^{18}\text{O}$. Contudo, esta técnica é sugerida para locais com acúmulo de neve razoavelmente alto (acima de 25 cm por ano), pois se o acréscimo for muito pequeno tal conjunto de valores será perdido em maiores profundidades devido à cristalização do gelo.

Micropartículas e glacioquímica: estudos detalhados de micropartículas e química do gelo (presença de íons e elementos-traço) em testemunhos de gelo da Antártica e Groenlândia têm revelado grandes variações sazonais que podem ser úteis para datação (e.g. Hammer et al, 1978).

Medidas de Condutividade Elétrica (MCE): MCE dão um histórico contínuo da acidez do gelo pelo registro da habilidade do gelo de conduzir corrente elétrica. Uma corrente com grande diferença de potencial é posta entre dois eletrodos em contato com a superfície do testemunho de gelo para que o valor de MCE possa ser encontrado. Quando o gelo contém ácidos fortes de erupções vulcânicas MCE é alto e quando há concentrações de poeira continental alcalina ou amônia (por exemplo, de queima de biomassa) MCE é baixo (Taylor et al., 1993a, b). Grandes mudanças de MCE caracterizam as transições de períodos interglaciais, pelo menos em um testemunho do *Greenland Ice Sheet Project 2* ("Projeto do Manto de Gelo da Groenlândia 2" em tradução livre) ou GISP2, um grande projeto para coleta de testemunhos de gelo na Groenlândia (Taylor et al., 1993b).

Tais datações provêm de grandes marcadores cronoestratigráficos que podem ser checados a partir de outros métodos. Alguns dos marcadores mais importantes são as erupções vulcânicas explosivas. Em tais eventos, grandes quantidades de poeira e gases são mandadas para a estratosfera (sendo os mais importantes o sulfeto de hidrogênio e o dióxido de enxofre), onde são espalhadas por todo o hemisfério ou, por vezes, por todo o globo. Os gases são fotoquimicamente oxidados e dissolvidos na água sob a forma de ácido sulfúrico, deixando as chuvas e nevascas muito mais ácidas (Hammer, 1977). É possível avaliar a cronoestratigrafia, correlacionando as camadas mais ácidas com erupções de idade conhecida.

Reconstrução Paleoclimática de Testemunhos de Gelo

O acesso a testemunhos de gelo revolucionou o entendimento da Paleoclimatologia do Quaternário, ao fornecer registros contínuos com alta resolução de diversos parâmetros diferentes. Sabe-se que alguns dos registros formaram-se simultaneamente. Houve bons resultados tanto no Hemisfério Norte (especialmente na Groenlândia) e no Hemisfério Sul (especialmente na Antártida). Neste tópico, serão avaliados resultados que contribuem para o estudo da Pequena Idade do Gelo.

Devido às altas taxas de acumulação de neve em capas de gelo montanhosas nas regiões de baixas latitudes, os testemunhos de gelo de altas elevações podem registrar o passado recente com grande resolução e ilustrar em detalhe como o clima variou nos últimos 1.000-2.000 anos (Thompson et al., 1992, apud Bradley, 1999). Os testemunhos de gelo de Quelccaya (Peru) têm sido estudados com detalhe em tal período (Thompson et al., 1994).

Nos últimos 1.000 anos, $\delta^{18}\text{O}$ mostra variações nos testemunhos de Quelccaya, com os menores valores

entre 1530 e 1900. Tal período abrange a Pequena Idade do Gelo, que também foi observada em diversas partes do globo. Testemunhos de Huascarán dão certa perspectiva de tal episódio, pois notam-se os menores valores de $\delta^{18}\text{O}$ do Holoceno (Thompson et al., 1995). A acumulação também foi maior em parte dessa época (1530 a 1700), porém decresceu nos séculos seguintes (Thompson et al., 1995a apud Bradley, 1999). Um outro fato relevante são as evidências de que em anos de El Niño as áreas costeiras ficaram mais úmidas, enquanto áreas mais altas do sul do Peru ficaram mais secas. Os registros de Quelccaya mostram que o efeito El Niño é geralmente associado a anos de baixa acumulação; contudo, não há um conjunto de condições observadas que permitam identificar com grande certeza um evento de Oscilação do Sul-El Niño (ENSO) (Thompson et al., 1984). A Figura 3 apresenta resultados de análises de testemunhos de gelo de Quelccaya no período da Pequena Idade de Gelo.

Evidências Históricas

Fontes provindas de arquivos feitos pelo homem

Antes do estabelecimento das redes meteorológicas nacionais, as informações sobre os climas passados deveriam provir de fontes não-instrumentais humanas ou por evidências de proxy de fontes naturais. Com isso, segue-se o conceito de Climatologia Histórica, ciência situada entre a Climatologia e a História Ambiental, cujo objetivo é reconstruir o clima e o tempo, antes da criação das redes meteorológicas. O objeto desse campo de estudo é a vulnerabilidade das antigas sociedades e economias às mudanças climáticas, extremos climáticos e desastres naturais, exemplificando o caráter da Geologia como ciência interpretativa e histórica (Frodeman, 2010).

Os dados documentais são o único tipo de dados paleoclimáticos que são baseados em observações diretas de diferentes parâmetros meteorológicos em termos de descrição e/ou medidas instrumentais iniciais. Padrões de tempo adversos e seus impactos em transporte, colheitas, pecuária e outras atividades humanas são diretamente e intensamente descritas. O tempo também é refletido por intermédio de registros administrativos, como contas e taxas, que acompanham, por exemplo, o dia de início da colheita de uva ao longo dos anos. A proxy documental tem diversas vantagens: os dados são organizados de modo quantitativo, são relativamente padronizados e as evidências não são ligadas ao tempo de vida do observador, mas sim ao tempo de vida da instituição que produz e armazena os dados. Para a homogeneidade dos dados, é necessário que o historiador investigue momentos em que, eventualmente, mudaram as rotinas burocráticas.

Métodos de reconstrução climática e análise de impacto

Os métodos de reconstrução climática por análise de

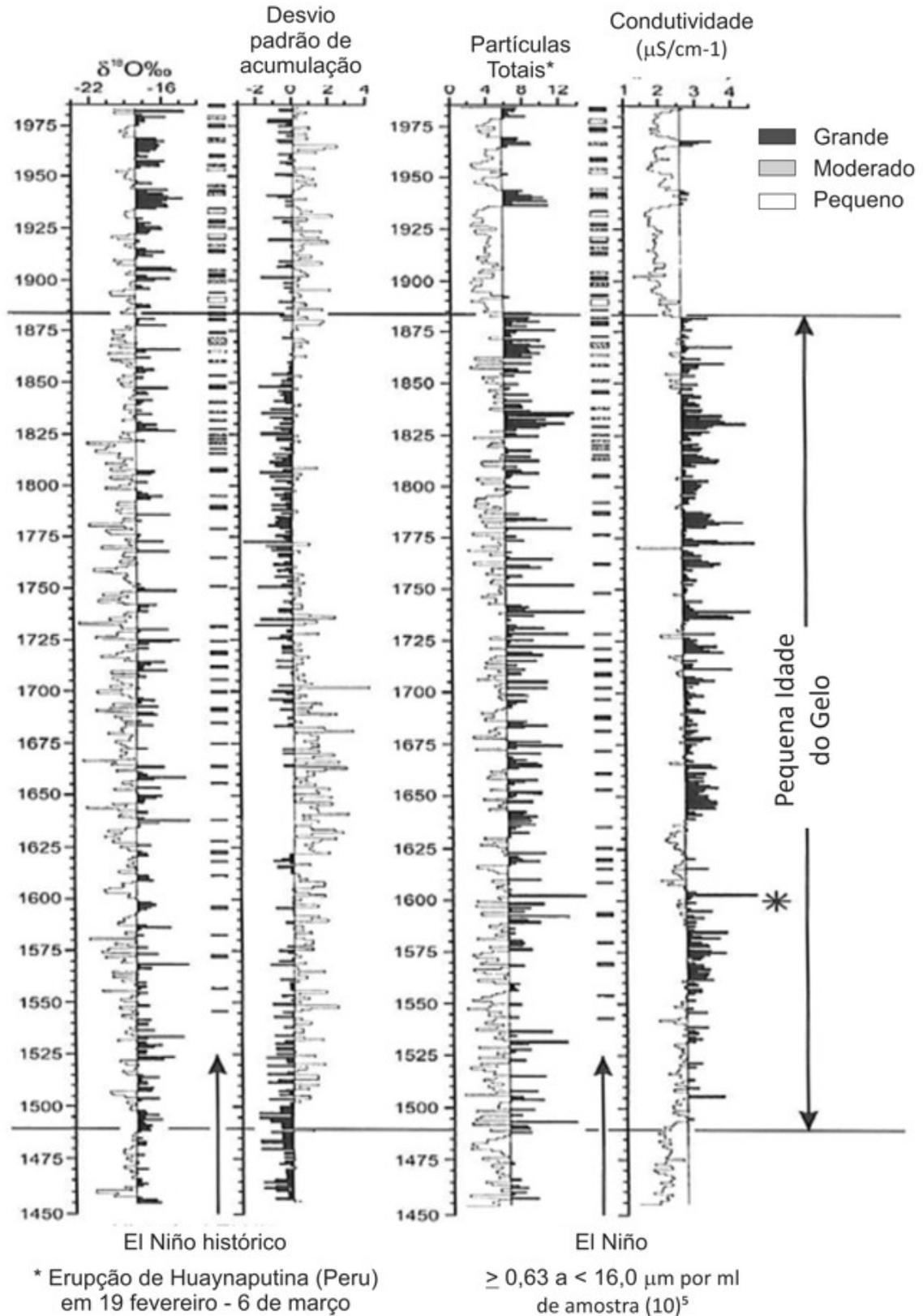


Figura 3. Variações anuais em $\delta^{18}O$, micropartículas, condutividade e acumulação na Capa de Gelo de Quelccaya, Peru. Um período distinto de baixos valores de $\delta^{18}O$ e relativamente altas concentrações de micropartículas, de 1490 a 1880. A acumulação nesse período foi inicialmente alta (até, aproximadamente, 1700), depois caiu para níveis menores. O pico de condutividade em 1600 foi resultado de uma erupção próximo a Huaynaputina. O registro histórico dos El Niños também é mostrado. $\delta^{18}O$ tem unidade em ‰ relativo a SMOW; a acumulação está em unidades de desvio padrão nos últimos 500 anos ($\sigma = 34$ cm de acumulação); as partículas estão em unidades de $10^5 ml^{-1}$; condutividade está em unidades de microSiemens cm^{-1} (baseado em Thompson, 1992, apud Bradley, 1999).

testemunhos (*proxy*) de meios naturais não oferecem ao ser humano resolução adequada sobre variações de temperatura e precipitação; por essa razão, os historiadores desenvolveram métodos próprios para estudo climático de épocas anteriores. O estudo dos impactos das variações climáticas nas sociedades envolve dois estágios: na etapa inicial, não se consideram possíveis impactos sobre as populações; posteriormente, a evidência obtida é usada para desenvolver modelos que permitam explorar impactos das variações climáticas na economia e nas sociedades (Pfister & Brázdil, 2006). Geralmente, dados mensais de temperaturas e precipitação são os parâmetros mais importantes para o estudo do impacto climático nas populações. Uma forma comum de reconstrução começa pela busca de dados documentais que descrevam a temperatura e precipitação em grandes quantidades para possibilitar tratamento estatístico posterior. Depois, os dados são transformados em séries temporais de índices de temperatura e precipitação. A comparação com outras fontes documentais pode mostrar uma tendência climática com grande resolução temporal e espacial. É possível utilizar dados documentais que produzam séries temporais de temperatura e precipitação com unidades de medidas (como °C ou mm, respectivamente) por meio de instrumentos de medida da época. Na reconstrução de tais dados são utilizadas, em geral, três etapas:

a) Calibração: determina-se a relação dos índices de temperatura/precipitação determinados na época e a temperatura/precipitação medidos;

b) Verificação: antes da reconstrução, testa-se a relação encontrada no processo de medição em um diferente período temporal;

c) Reconstrução: quando são revisadas as condições climáticas da época por meio da análise realizada.

A construção de modelos climáticos possibilita estudar a influência do clima na humanidade. Contudo, visualizar tal relação não é simples, pois muitos fatores compõem as mudanças nas sociedades e nas economias. As evidências mais visíveis estão relacionadas com a produção de alimentos, que depende diretamente das variações do clima. Os impactos econômicos estão ligados aos preços dos alimentos, animais e madeira, sendo o preço dos grãos o parâmetro mais destacado. É importante levar em conta as medidas tomadas pelas sociedades para contenção de crises geradas por mudanças ambientais, sendo o homem um grande fator atuante e modificador do meio.

Modelos

Modelando variações de intensidade da atividade solar

As reconstruções de temperatura da Pequena Idade do Gelo exibem evidente arrefecimento no Hemisfério Norte, porém com regiões pontuais de aquecimento, como o Oriente Médio. Outros modelos climáticos podem ser associados ao estudo, assumindo-se que a emissão de aerossóis pelo vulcanismo explosivo e as variações de intensidade da atividade solar são

fenômenos não-climáticos que exercem influência direta no clima. Empregando-se simulações de atividade solar e vulcânica, torna-se possível interpretar os mecanismos naturais externos e internos, que conduzem um hemisfério a uma mudança climática. Há incertezas quanto à amplitude dos sinais das simulações com isótopos cosmogênicos extraídos de troncos de árvores e mantos de gelo para interpretar o papel da forçante climática solar. Muitas pesquisas voltam-se à análise do registro de manchas solares, iniciado em 1610, e que indica suposta redução da atividade solar em meados do século XVII, período denominado Mínimo de Maunder (MM), em adição ao ciclo solar de onze anos de Schwabe e ao ciclo de 88 anos de Gleissberg (Fröhlich & Lean, 2004, Peristykh & Damon, 2003). Algo que fomentou durante décadas a hipótese de arrefecimento por redução da atividade solar é o registro do aumento do número de manchas solares durante a Idade Média (com término no século XV, correlativa à PIG), que coincidiu com períodos mais quentes no Hemisfério Norte (PQM), porém as conclusões baseadas em análises e simulações atuais contrastam com tais suposições. Outro fator que sustenta tal hipótese é que, de fato, há um pico na concentração de ^{14}C durante o MM, junto a um prolongamento do ciclo solar de 11 anos para 14 anos, indicando que o dipolo magnético do Sol se revertera, mesmo com a ausência de manchas na superfície. Para alguns autores (Miyahara et al., 2009), a polaridade positiva relaciona-se ao resfriamento do Hemisfério Norte durante o MM, com proeminência de raios cósmicos.

Os efeitos do MM sobre a concentração de ozônio na baixa e alta estratosfera foram aferidos em simulações feitas pelo “NASA Goddard Institute for Space Studies” (NASA GISS). A temperatura média da superfície terrestre em 1680 seria 0,34°C mais baixa que em 1780, período no qual a concentração de ozônio na alta atmosfera era superior, devido a menor irradiância solar.

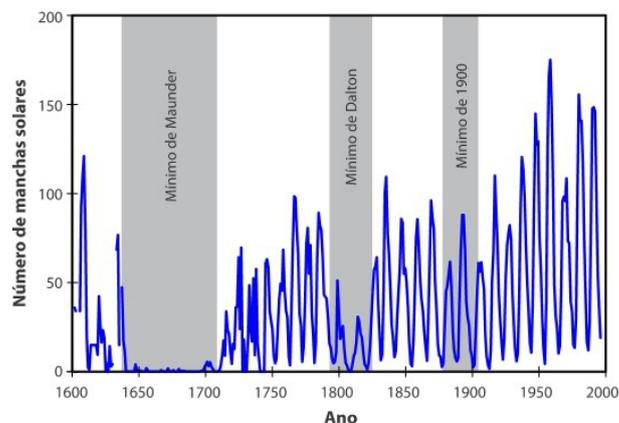


Figura 4. Variação da quantidade de manchas solares desde 1610. Fonte: Modificado de Beer et al. (2000).

Tal decréscimo secular de temperatura se aproxima do valor estimado, se analisada a variação da temperatura média anual, que corresponderia à média de $-0,2^{\circ}\text{C} \pm 0,2^{\circ}\text{C}$, com base em modelos climáticos de balanço energético (Crowley, 2000). O Mínimo de Maunder não é a causa para a PIG, em primeira análise, pois o resfriamento do Hemisfério Norte já teria se iniciado quando o número de manchas solares decresceu. O MM coincidiria com a primeira fase de resfriamento abrupto da PIG, entre meados do século XVII e XVIII (Luterbacher & Pfister, 2015), com menor fluxo de matéria quente na superfície do Sol e, conseqüentemente, menor emissão de radiação ultravioleta. O fluxo de matéria quente fornece outro parâmetro, que define a energia proveniente do Sol que alcança o planeta Terra, ou seja, a Constante Solar. Se a atividade solar é intensa, a interação do campo magnético no vento solar com o campo magnético da Terra tende a defletir os raios cósmicos. Se a atividade solar é amena, menos radiação cósmica é defletida, o que aumenta a produção de ^{14}C (Peristykh & Damon, 2003, Stuiver, 1965), ou seja, a PIG apresentaria maiores concentrações de ^{14}C atmosférico que nos tempos atuais.

Os dados obtidos em função da concentração de ozônio para verificação da atividade solar, somados a simulações realizadas com a componente do vulcanismo, pelo *National Center for Atmospheric Research* (NCAR) permitem novas simulações em amplitude vertical de 80 km, a partir da superfície (Mann et al., 2009). As mudanças anuais da temperatura superficial não dependem apenas da influência solar e vulcânica, mas também da resposta atmosférica ao arrefecimento, decorrente de padrões de circulação, como o North Atlantic Oscillation (NAO) (Mann, 2002), o qual influenciaria diretamente a precipitação nos invernos (Mathews & Briffa, 2005) e o “*Arctic Oscillation*” (AO).

É essencial compreender que tal Mínimo de Atividade Solar precisaria de um *feedback* positivo interno para que se mantivessem as condições de resfriamento durante a PIG. A resposta resulta de modelos gerais de circulação, como a NAO. A variável solar para o MM é mensurada conforme uma relação entre o número de manchas solares, *N*, observadas empiricamente, e a constante solar, *S*, para depois serem relacionadas a outras dinâmicas atmosféricas (Robock, 1979, 2000). Pesquisas recentes mostram ser baixa a frequência da variabilidade da irradiância solar, mesmo porque a *proxy* disponível para o número de manchas solares, ou até mesmo para a produção de ^{14}C e ^{10}Be cosmogênico, é escassa, e indica que a atividade solar não seria a causa primordial (Amman et al., 2007) para alterações climáticas de magnitude reduzida; portanto, o comportamento do Sol teria apenas agravado os fenômenos climáticos. Inexistem evidências suficientes relacionando variáveis como o fluxo de calor com mudanças climáticas de grande magnitude. Como exemplo da menor influência solar nas alterações climáticas do Holoceno, existem simulações relativas ao ciclo de 11 anos de Schwabe, no Mínimo de Maunder, sugerindo que 0,08-0,1% da irradiância solar total, estimada em $1,367 \text{ Wm}^{-2}$, teria

chegado ao topo da atmosfera terrestre. Traduzindo tais valores em forçante solar, aproximadamente $0,2-0,3 \text{ Wm}^{-2}$ correspondem à radiação fornecida a sistemas de alteração climática. Tal valor é dez vezes menor em relação à mistura de gases que estão, hoje, relacionados ao efeito estufa (Fröhlich & Lean, 2004). Ademais, para cada metro quadrado de radiação que entra no Sistema Terra, haveria uma resposta térmica global de $0,066 \pm 0,005^{\circ}\text{C}$, indicando que, isoladamente, a radiação solar caracteriza anomalias de curta duração. Tal resposta atinge, em experimentos com maior forçante solar a $0,071^{\circ}\text{C}$, indicando uma anomalia desprezível em escalas de tempo maiores. As simulações realizadas pelo NCAR foram associadas às simulações da forçante solar, para um período de 1.150 anos. O Mínimo de Maunder, cujo período compreende o intervalo de 1645 a 1715, apresentou redução de irradiância da magnitude entre 0,25 e 0,65%, que corresponde a uma pequena alteração na forçante solar. Esta é considerada, em muitos casos, aproximadamente constante no decorrer dos séculos. No entanto, os séculos XV e XVII, os mais frios da PIG, remetem aos períodos de menor atividade solar, segundo os modelos (Ammann et al., 2007). Os séculos XIII, XV e XVII seriam relativos à média forçante solar. E, por fim, o século XIX seria o de maior forçante solar. O maior problema nas análises relativas aos efeitos climáticos pela ação solar diz respeito à amplitude das variações solares. Ou seja, ao distinguir e determinar a amplitude no decorrer do tempo, é possível analisar qual a resposta térmica a uma maior, ou menor, forçante solar. Três simulações baseadas na flutuação da concentração de ^{10}Be (Ammann et al., 2007) mostram que, mesmo sendo menores, as mais reduzidas amplitudes possuem resposta térmica em escala de tempo reduzida (decadal). As respostas das simulações são pouco claras, pois a forçante vulcânica está presente no século XIII e a partir do século XVI. Desde o período industrial, os gases emitidos por atividade antropogênica (forçante antropogênica) são a causa provável para as anomalias térmicas do século XX, cuja variação flutua entre 0,6 e $0,7^{\circ}\text{C}$, tanto nos dados instrumentais, quanto nas simulações.

Modelando os impactos da Pequena Idade do Gelo

A Pequena Idade do Gelo foi o período mais recente em que as geleiras tiveram expansão ou mantiveram seu tamanho, embora a posição das frentes de avanço possa ter variado (Pfister & Brázdil, 2006). Nos Alpes, notam-se três fases de avanço das geleiras: a primeira por volta de 1385, a segunda em meados do século XVII e a terceira próxima a 1860. Os “Eventos de Tipo Pequena Idade do Gelo” (*Little Ice Age-type events – LIATE*) (Mathews & Briffa, 2005), são fases de aumento das geleiras no último milênio resultantes da combinação de diversos fatores de precipitação e temperatura. Não há uma clara tendência climática que concorde com o aumento das geleiras na Pequena Idade do Gelo (Pfister & Brázdil, 2006), embora a época concentre períodos de inverno mais longos e mais severos do que o Ótimo Climático Medieval e do que

e do que o século XX, que possui aparente aquecimento global, quando o frio e a seca dos invernos afetam pouco significativamente o balanço de massa das geleiras.

Grandes avanços de geleiras ocorrem quando se combinam primaveras e outonos muito frios, juntamente com verões frios e úmidos. Uma variável que contribui para entender os LIATE são os “anos sem verão”, muito bem documentados no último milênio, geralmente ligados a erupções vulcânicas nos trópicos (Carneiro et al., 2019), que geram coberturas de cinzas vulcânicas em nível global. Em geral, as áreas afetadas pelos “anos sem verão” vão desde o norte dos Alpes até a Bacia de Paris a oeste e a fronteira russa a leste. Os efeitos dos anos LIATE são contrabalanceados por verões quentes e secos, que causaram o derretimento das geleiras.

Procurando reunir tais referências, podemos concluir que durante a PIG houve impactos sobre a agricultura na Europa Ocidental e Central. Por um lado, longos períodos úmidos na época de colheita diminuíram a quantidade de farinha obtida a partir dos grãos, bem como os deixavam mais vulneráveis a infecções e ataques de insetos. De outro, perdas causadas por fungos e insetos no estoque de inverno causaram aumento no preço dos grãos na primavera.

Hoje em dia, análises agrometeorológicas indicam a importância de existir calor e umidade suficientes em abril no Hemisfério Norte para desenvolvimento dos grãos. Assim, primaveras frias e secas causam severos danos à colheita. Outro fator pernicioso é a cobertura da neve no final do inverno e começo da primavera; se for extensiva, fungos atacam os grãos típicos de inverno. Nesse caso, os agricultores costumavam semear os grãos de primavera sobre os últimos a fim de obter alguma compensação pela colheita perdida.

A Tabela 2 ilustra diferentes impactos na produção alimentícia devido à variabilidade do clima. Quando o período chuvoso foi muito longo durante a época de semear no outono, houve uma menor área semeada e uma menor quantidade de nitrogênio no solo. Períodos frios em setembro e outubro diminuíram a quantidade de açúcar das videiras. Períodos frios em março e abril diminuíram a produção da colheita de grãos e da forragem de laticínios. Verões úmidos afetaram, em geral, todos os tipos de produtos agrícolas. O fato mais importante é que a combinação simultânea de outonos chuvosos com primaveras frias e verões úmidos impactam cumulativamente a produção agrícola e também é responsável por começar o avanço das geleiras. A combinação de padrões climáticos com efeitos economicamente adversos é chamada de “Impactos de Tipo Pequena Idade do Gelo” (*Little Ice Age-type Impacts-LIAIMP*) (Pfister, 2005, apud Pfister & Brázdil, 2006).

Obras de arte podem evidenciar mudanças climáticas durante certos períodos. Neuberger (1970) separou dados de uma gama de pinturas de diversas escolas de arte do Hemisfério Norte, a fim de conseguir uma grande população estatística no período tratado, em três épocas: 1400-1549, período antes da culminância da Pequena Idade do Gelo; 1550-1849, período de culminância que contém os anos sem verão; e 1850-1967, período após a

culminância em que há grande recuo das geleiras e aquecimento substancial da atmosfera (Fig. 5).

Tabela 2. Impactos relacionados com o clima que afetam a produção agrícola de agricultura tradicional de clima temperado na Europa Central. Em itálico: condições climáticas que afetam o volume das colheitas e/ou produção animal. Em negrito: condições climáticas que afetam a qualidade (quantidade de nutrientes) das culturas. Fonte: adaptado de Pfister & Brázdil (2006)

Meses Críticos	Produtos Agrícolas		
	Grãos	Forragem de Laticínios	Videira
Setembro-Outubro	<i>Úmido</i>	<i>Frio</i>	Frio e Úmido
Março-Abril	<i>Frio</i>	<i>Frio</i>	<i>Geada tardia</i>
Julho-Agosto	Úmido	Úmido	<i>Frio e Úmido</i>

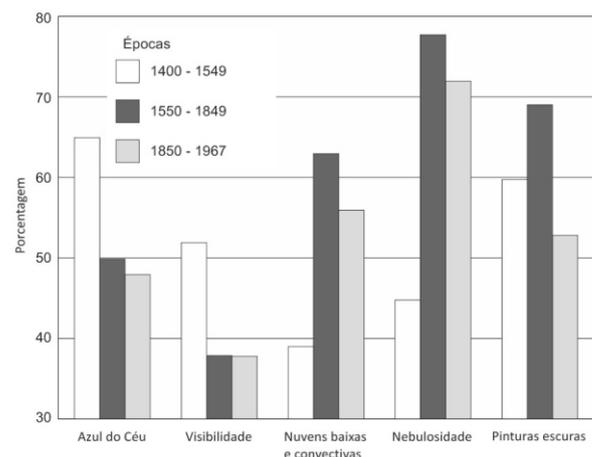


Figura 5. Mudanças temporais de diversas feições em pinturas (adaptado de Neuberger, 1970)

Tais dados mostram grande queda no azul do céu entre o primeiro e o segundo períodos, além da queda na visibilidade. Outras tendências notadas foram o aumento de nuvens e nebulosidade nas imagens, além de as pinturas assumirem cores mais escuras. Com o gradual aumento de temperatura após a segunda metade do século XIX, observaram-se quedas na porcentagem de nuvens e nebulosidade nas imagens, além da tendência ao uso de cores mais claras.

CONCLUSÕES

Os eventos de mudança climática resultam da interação de diversos agentes que moldam os ciclos climáticos. Os fatores começam pela quantidade de radiação solar, seguindo pelas variações na posição da Terra em relação ao Sol e, por fim, a reflexão, absorção, distribuição do calor e reemissão da radiação, sendo os últimos controlados pelas alterações da atmosfera (composição), da superfície terrestre e dos oceanos. No caso da Pequena Idade do Gelo, as variações climáticas estariam ligadas principalmente ao declínio da atividade solar e a fenômenos de vulcanismo de larga escala. O estudo buscou recompor métodos de datação como o crescimento de anéis em árvores, sedimentos de ambientes glaciais e fontes documentais e artísticas. Documentos recuperados da época da PIG revelaram com fidelidade o enorme impacto socioeconômico do

do evento, que gerou importante escassez de alimentos e fome nas populações que vivenciaram seus efeitos.

Outro fato a ser notado são divergências existentes entre autores sobre o período correspondente à Pequena Idade do Gelo, principalmente na definição do início e na atuação das mudanças climáticas nos diversos locais do globo. Não obstante, a bibliografia estudada aponta certa convergência de efeitos no Hemisfério Norte. Além disso, quase todo o material analisado indica evidências e estudos no hemisfério boreal, deixando diversas incógnitas de como as mudanças no clima atuaram em outros locais, indicando a necessidade de estudos paleoclimáticos no Brasil e em outros países do Hemisfério Sul.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem aos revisores de *Geonomos* pelas valiosas sugestões ao manuscrito. Agradecem também ao Programa de Bolsas de Iniciação Científica (PIBIC), do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq pela concessão das bolsas de Iniciação Científica, que viabilizaram a pesquisa, e ao CNPq, Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico pela concessão de Bolsa de Produtividade em Pesquisa, nível 2, para o terceiro autor (CDRC).

REFERÊNCIAS

- 5-Minute History (s.d.). 20 Amazing Winter Paintings from the Little Ice Age. Amazon Services LLC Associates Program. URL: <https://fiveminutehistory.com/20-amazing-winter-paintings-from-the-little-ice-age/>
- Ammann C.M., Joos F., Schimel D.S., Otto-Bliesner B.L., Tomas R.A. 2007. Solar influence on climate during the past millennium: Results from transient simulations with the NCAR Climate System Model. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 104(10):3713-3718.
- Andrews J.T., & Miller G.H. 1980. Dating Quaternary deposits more than 10,000 years old. *Timescales in Geomorphology*. John Wiley and Sons, New York-Chichester-Brisbane-Toronto. p. 263-287.
- Beer J., Mender W., Stellmacher R. 2000. The role of the sun in climate forcing. *Quaternary Science Reviews*. 19 (1 - 5) : 4 0 3 - 4 1 5 . DOI : [http://dx.doi.org/10.1016/S0277-3791\(99\)00072-4](http://dx.doi.org/10.1016/S0277-3791(99)00072-4).
- Boninsegna J.A., Argollo J., Aravena J.C., Barichivich J., Christie D., Ferrero M.E., Lara A., Le Quesne C., Luckman B.H., Masiokas M., Morales M. 2009. Dendroclimatological reconstructions in South America: a review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3-4): 210-228.
- Bradley R.S. 1999. Ice Cores. In: *Paleoclimatology: Reconstructing Climates of the Quaternary*. 2ª ed. San Diego: Harcourt Acad. Press. p. 125-190. [v. 68, Intern. Geophys. Series, ISBN: 978-0-12-124010-3].
- Briffa K.R., Jones P.D., Schweingruber F.H., Osborn T.J. 1998. Influence of volcanic eruptions on Northern Hemisphere summer temperature over the past 600 years. *Nature*, 393(6684):450-455.
- Broecker W. S. 1965. Isotope geochemistry and the Pleistocene climatic record. In: *The Quaternary of the United States*. pp. 737-753. Princeton Univ. Press.
- Carneiro C.D.R., Almeida, F.F.M.de, Gonçalves P.W., Uhlein A., Noce C.M. 2012. Um olhar geológico... para o tempo profundo. In: Y. Hasui, C.D.R. Carneiro, F.F.M.de Almeida, A. Bartorelli. eds. 2012. *Geologia do Brasil*. São Paulo: Ed. Beca. p. 24-31. (Cap. 2).
- Carneiro C.D.R., Franco L.M., Freitas G.B.F. de, Gonçalves P.W. 2019. A Pequena Idade do Gelo: processos de mudança climática sob o enfoque de Ciência do Sistema Terra. *Terræ Didática* 15(publ. contínua), e 0 1 9 0 4 3 . DOI : <https://doi.org/10.20396/td.v15i0.8657525>. (Anais IX Simp. Nac. Ens. Hist. Ciências da Terra / EnsinoGEO-2019 – Geoética: respeito à Terra e ao lugar onde vivemos. Campinas, SBGeo, 2019).
- Carneiro C.D.R., Freitas G.B.F.de, Franco L.M., Gonçalves P.W. 2018. O que a Pequena Idade do Gelo pode nos ensinar sobre mudança climática? In: C.D.R. Carneiro, P.W. Gonçalves, R.A.L. Imbernon, F.B. Machado, C.A.D. Cerri. eds. 2018. *Ensino e História de Ciências da Terra*. Campinas: Soc. Bras. Geol. p. 260-265. URL: <http://www.ige.unicamp.br/geoscienced2018/pt/trabalhos/>. (Anais VIII Simp. Nac. Ens. Hist. Ciências da Terra / EnsinoGEO-2018 – Geociências para todos. Campinas, SBGeo, 2018). (ISBN 978-85-99198-21-6).
- Carneiro C.D.R., Mizusaki A.M.P., Almeida F.F.M. de. 2005. A determinação da idade das rochas. *Terræ Didática*, 1 (1) : 6 - 3 5 . DOI : <https://doi.org/10.20396/td.v1i1.8637442>.
- Clausen E. 2017. Using map interpretation techniques for relative dating to determine a Western North Dakota and South Dakota drainage Basin formation sequence, Missouri River drainage Basin, USA. *Journal of Geography and Geology*, 9(4): 1-18. DOI: <http://dx.doi.org/10.5539/jgg.v9n4p1>.
- Colman S.M., Pierce K.L., Birkeland P.W. 1987. Suggested terminology for Quaternary dating methods. *Quaternary Research*, 28(2):314-319.
- Crowley T. J. 2000. Causes of climate change over the past 1,000 years. *Science*, 289(5477):270-277.
- Diamond J. 2006. *Colapso: como as sociedades escolhem o fracasso ou o sucesso*. 4 ed. Trad. A. Raposo. Rio de Janeiro: Record. 683p.
- Dibb J.E., & Clausen H.B. 1997. A 200-year 210Pb record from Greenland. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102(D4): 4325-4332.
- Ebelmen J. J. 1845. Sur les produits de la decomposition des especes minerales de la familie des silicates. *Ann. des Mines*, 7, 3-66.
- Emiliani C. 1955. Pleistocene Temperatures. *The Journal of Geology*, 63 (6) : 5 3 8 - 5 7 8 . URL : <https://doi.org/10.1086/626295>.
- Emiliani C. 1971. The last interglacial: Paleotemperatures and chronology. *Science*, 171(3971):571-573.

- Evans D.L., Freeland H.J., Hays J.D., Imbrie J., Shackleton N.J. 1976. Variations in the Earth's orbit: pacemaker of the ice ages? *Science*, 198(4316):528-530.
- Frodeman R.L. 1995. Geological reasoning: Geology as an interpretive and historical science. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 107(8):960-968. Frodeman R. 2010. O raciocínio geológico: a geologia como uma ciência interpretativa e histórica. *Trad. L.M. Fantinel & E.V.D. Santos. Terræ Didactica*, 6(2):85-99. DOI: 10.20396/td.v6i2.8637460. Acesso 13.03.2020.
- Fröhlich C., Lean J. 2004. Solar radiative output and its variability: evidence and mechanisms. *The Astronomy and Astrophysics Review*, 12(4):273-320.
- Grove J.M. 1988. *The Little Ice Age*. Methuen, London. 488p.
- Grove J.M., 2004: *Little Ice Ages: Ancient and Modern*, (2 volumes). Routledge. London. 718p.
- Hammer C.U. 1977. Past volcanism revealed by Greenland ice sheet impurities. *Nature*, 270:482-486.
- Hammer C.U., Clausen H.B., Dansgaard W., Gundestrup N., Johnsen S.J., Reeh N., 1978. Dating of Greenland ice cores by flow models, isotopes, volcanic debris, and continental dust. *Journal of Glaciology*, 20(82): 3-26.
- Hays J.D., Imbrie J., Shackleton N.J., 1976. Variations in the earth's orbit: Pacemaker of the Ice Ages, *Science*, 3 6 , 6 2 2 - 6 2 5 . U R L : <https://www.jstor.org/stable/1745948>. Acesso 10.12.2020.
- Luckman B. H. 1993. Glacier fluctuation and tree-ring records for the last millennium in the Canadian Rockies. *Quaternary Science Reviews*, v. 12, n. 6, p. 441-450. doi: [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(05\)80008-3](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(05)80008-3).
- Luterbacher J., & Pfister C. 2015. The year without a summer. *Nature Geoscience*, v.8, n.4, p.246-248.
- Mann M.E. 2002. Little Ice Age. In: Ted Munn. Editor-in-Chief. 2002. *Encyclopedia of global environmental change*. M.C. MacCracken, J.S. Perry, eds. The Earth system: physical and chemical dimensions of global environmental change. Vol. 1, Chichester, John Wiley & Sons, Ltd. 2002, p. 504-509 (ISBN 0-471-97796-9). U R L : www.meteo.psu.edu/holocene/public_html/shared/articles/littleiceage.pdf.
- Mann M.E., Zhang Z., Rutherford S., Bradley R.S., Hughes M.K., Shindell D., Ammann C., Faluvegi G., Ni F. 2009. Global Signatures and Dynamical Origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *Science*, 3 2 6 (5 9 5 7) : 1 2 5 6 - 1 2 6 0 . D O I : <https://doi.org/10.1126/science.1177303>.
- Mariaux A. 1995. Growth periodicity in tropical trees. *IAWA journal*, 16(4):327-328.
- Martin L., Flexor J.M., Suguio K., 1998. Pleistocene wave-built terraces of the northern Rio de Janeiro State, Brazil. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 11: 233-245.
- Mathews J. A. & Briffa K. R., 2005. The 'Little Ice Age': re-evaluation of an evolving concept. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 87(1):17-36.
- Milankovitch M. 1920. *Théorie mathématique des phénomènes thermiques produits par la radiation solaire*, Academie Yougoslave des Sciences et des Arts de Zagreb, Gauthier-Villars, Paris.
- Miyahara H., Yokoyama Y., Yamaguchi Y.T. 2009. Influence of the Schwabe/Hale solar cycles on climate change during the Maunder Minimum. *Proc. International Astronomical Union*, 5(S264):427-433.
- Miyahara H., Kitazawa K., Nagaya K., et al. 2010. Is the Sun heading for another Maunder Minimum? Precursors of the grand solar minima. *Journal of Cosmology*, 8:1970-1982.
- Nakai N. 1972. Carbon isotopic variation and the paleoclimate of sediments from Lake Biwa. *Proceedings of the Japan Academy*, 48(7):516-521.
- Nesje A., & Dahl S.O. 2003. The 'Little Ice Age'-only temperature? *The Holocene*, 13(1):139-145. DOI: <https://doi.org/10.1191/0959683603hl603fa>.
- Neuberger H. 1970. Climate in art. *Weather*, 25(2):46-56.
- Oliveira M.J.de, Carneiro C.D.R., Baptista G.M.M., Vecchia F.V. 2017. Ciclos climáticos e causas naturais das mudanças do clima. *Terræ Didactica*. 13(3):149-1 8 4 . D O I : <https://doi.org/10.20396/td.v13i3.8650958>.
- Oliveira M.J.de, Baptista G.M.M., Vecchia F.V., Carneiro C.D.R. 2015. História geológica e Ciência do Clima: Métodos e origens do estudo dos ciclos climáticos na Terra. *Terræ*, 1 2 (1 - 2) : 0 3 - 2 6 . U R L : http://www.ige.unicamp.br/terrae/V12/T_V12_1.html.
- Oosthoek K.J. 2015. Little Ice Age. *Environmental History Resources*. Posted June 5, 2015. URL: <https://www.eh-resources.org/little-ice-age/>. Acesso 06.07.2020.
- Peristykh A.N. & Damon P.E. 2003. Persistence of the Gleissberg 88-year solar cycle over the last ~12,000 years: Evidence from cosmogenic isotopes. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 108(A1):1003. DOI: <https://doi.org/10.1029/2002JA009390>.
- Pfister C. & Brázdil R. 2006. Social vulnerability to climate in the "Little Ice Age": an example from Central Europe in the early 1770s. *Climate of the Past*, 2(2):115-129.
- Robinson P.J. 2005. Ice and snow in paintings of Little Ice Age winters. *Weather*, 60(2):37-41.
- Robock A. 1979. The "Little Ice Age": Northern Hemisphere Average Observations and Model Calculations. *Science*, 206:1402-4.
- Robock A. 2000. Volcanic eruptions and climate. *Reviews of Geophysics*, 38(2):191-219.
- Shackleton N.J. 1987. Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quaternary Science Reviews*, 6(3-4):183-190.
- Shackleton N.J., Opdyke N.D. 1973. Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 105 year and 106 year scale. *Quaternary research*, 3(1):39-55.

- Shackleton N.J., Opdyke N.D. 1976. Oxygen-isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V28-239 late Pliocene to latest Pleistocene. *Geological Society of America Memoirs*, 145:449-464.
- Silva F.K.M.da, & Hornink G.G. 2011. Quando a Biologia Encontra a Geologia: possibilidades interdisciplinares entre áreas. *Alexandria Revista de Educação em Ciência e Tecnologia*, 4(1):117-132.
- Stuiver M. 1965. Carbon-14 content of 18th-and 19th-century wood: variations correlated with sunspot activity. *Science*, 149(3683):533-534.
- Suguio K. 2010. Datação e estratigrafia do Quaternário. In: Suguio K. 2010. *Geologia do Quaternário e mudanças climáticas*. São Paulo: Ed. Oficina de Textos. p. 293-340.
- Taylor K.C., Hammer C.U., Alley R.B., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Gow A.J., Gundestrup N.S., Kipfstuh J., Moore J.C., Waddington E.D. 1993a. Electrical conductivity measurements from the GISP 2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature*, 366(6455):549-552.
- Taylor K. C., Lamorey G., Doyle G. 1993b. The 'flickering switch' of Late Pleistocene climate change. *Nature* 361(6411-7):432-436.
- Thompson L.G. 1992. Ice core evidence from Peru and China. *Climate since AD1500*, p. 517-548.
- Thompson L.G., Mosley-Thompson E., Davis M.E. Lin P.-N., Henderson K.A., Cole-Dai J., Bolzan J.F., Liu K.-b. 1995. Late glacial stage and Holocene tropical ice core records from Huascarán, Peru. *Science*, 269 (5 2 2 0) : 4 6 - 5 0 . DOI : 10.1126/science.269.5220.46.
- Thompson L.G., Mosley-Thompson E., Thompson P.A. 1992. "Reconstructing interannual climate variability from tropical and subtropical ice-core records." *El Niño: Historical and Paleoclimatic Aspects of the Southern Oscillation*. Cambridge: Cambridge University Press, p. 295-322.
- Thompson L.G., Mosley-Thompson E., Davis M.E., Lin P.N. 1995. A 1000-year climate ice-core record from the Guliya ice cap, China: its relationship to global climate variability. *Annals of Glaciology*, 21(1):175-181. DOI: <https://doi.org/10.3189/S0260305500015780>.
- Thompson L.G., Mosley-Thompson E., Grootes P.M., Pourchet M., Hastenrath S. 1984. Tropical glaciers: potential for ice core paleoclimatic reconstructions. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 89 (D 3) : 4 6 3 8 - 4 6 4 6 . <https://doi.org/10.1029/JD089iD03p04638>.
- Thompson L.G., Davis M.E., Mosley-Thompson E. 1994. Glacial records of global climate: A 1500-year tropical ice core record of climate. *Human Ecology*, 22(1):83-95.
- Thornes J.E. 2008. Cultural climatology and the representation of sky, atmosphere, weather and climate in selected art works of Constable, Monet and Eliasson. *GeoForum*, 39: 570-580 pp. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.geoforum.2006.10.015>.
- Urey H.C. 1947. The thermodynamic properties of isotopic substances. *Journal of the Chemical Society (Resumed)*, p. 562-581.
- Watchman A.L. & Twidale C.R. 2002. Relative and 'absolute' dating of land surfaces. *Earth-Science Reviews*, 58 (2 0 0 2) 1 - 4 9 . DOI : [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(01\)00080-0](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(01)00080-0).
- Viers J., Oliva P., Dandurand J.L., Dupré B., Gaillardet J. 2007. Chemical weathering rates, CO2 consumption, and control parameters deduced from the chemical composition of rivers. *Treatise on Geochemistry*, Pergamon, Oxford (2007): 1-2.