

FACTORES QUE CONDICIONAN LOS PROCESOS PERIGLACIARES DE VERTIENTE ACTUALES EN SIERRA NEVADA. EL CASO DE LA SOLIFLUXIÓN*

Marc Oliva

Universidade de Lisboa **,****

Antonio Gómez Ortiz

Universidad de Barcelona ***,****

RESUMEN

Los procesos periglaciares de vertiente presentan una actividad moderada en las más altas cumbres de la Península Ibérica. Centrados en los tramos más elevados de Sierra Nevada se ha analizado la eficacia de los procesos solifluidales actuales. Para ello se discuten los factores que condicionan la soliflujión, en particular el régimen térmico y el comedido de la disponibilidad hídrica en el suelo. La monitorización dinámica llevada a término en sectores instalados en torno a los 3.000 m, en condiciones climáticas de suelo helado estacional, sin *permafrost*, evidencia una actividad muy limitada.

Palabras clave: periglaciario, geformas solifluidales, dinamismo actual, régimen térmico suelo.

Factors controlling present-day periglacial slope processes in Sierra Nevada (South Spain). The case of solifluction

ABSTRACT

Periglacial slope processes have a moderate activity in the highest mountains of the Iberian Peninsula. Focusing on the summits of Sierra Nevada, the contemporary dynamics of solifluction processes has been studied. With this purpose, we discuss the factors conditioning solifluction processes, with an especial focus on the role played by the ground thermal regime and water availability. Dynamic monitoring of solifluction landforms located at environments of about 3000 m, where seasonal frost *exists*, without permafrost, shows evidence of a very limited activity.

Keywords: periglacial processes, solifluction landforms, contemporary activity, ground thermal regime.

* Fecha de recepción: 4 de febrero de 2011.

Fecha de aceptación: 24 de junio de 2011.

** Centro de Estudos Geográficos – IGOT. Universidade de Lisboa. Avda. Alameda da Universidade. 1600-214. LISBOA (Portugal). E-mail: oliva_marc@yahoo.com

*** Departamento de Geografía Física y Análisis Geográfico Regional. Universidad de Barcelona. c/ Montalegre 6-8, 08001 BARCELONA (España). E-mail: gomez@ub.edu

**** Grupo de investigación “Paisaje y Reconstrucción Paleoambiental de la Montaña Mediterránea”, Universidad de Barcelona

1. INTRODUCCIÓN

El amplio abanico de geoformas solifluídales que caracterizan ambientes tan variados como los polos o las montañas tropicales hace difícil sintetizar cuáles son los mecanismos comunes de movimiento en todos ellos. La investigación relativa al dinamismo de los lóbulos de soliflucción se inició durante las primeras décadas del siglo pasado, si bien ha sido durante la segunda mitad de siglo XX cuando se ha producido un incremento notable del número de estudios centrados en este proceso de ladera propio de ambientes periglaciares. Si en un principio el interés se centraba en la descripción y morfometría de los lóbulos de soliflucción (ANDERSSON, 1906; RAPP, 1960; BENEDICT, 1976; WASHBURN, 1979), posteriormente se ha tendido a canalizar la investigación de la soliflucción hacia el estudio del comportamiento de la capa activa, la sedimentología y la dinámica de flujo, es decir, en descifrar el porqué las geoformas se desplazan y el cuándo permanecen inmóviles (ALEXANDER & PRICE, 1980; GAMPER, 1983; VEIT, 1988; HARRIS et al., 1997, 2003, 2007; ELLIOTT & WORSLEY, 1999; MAILÄNDER & VEIT, 2001; MATTHEWS et al., 2005; KINNARD & LEWKOWICZ, 2005, 2006).

Las altas latitudes del Hemisferio Norte han sido las regiones donde más se han desarrollado este tipo de investigaciones, sobre todo porque muchos equipamientos e infraestructuras están asentados sobre *permafrost* profundo, cuya capa activa suprayacente, cada vez más, es susceptible de verse afectada por movimientos de masa (colapsos y desplazamientos) (NELSON et al., 2002). En sectores de alta montaña de latitudes medias, la profusión de refugios, tendidos eléctricos e instalaciones invernales, fijados en el cinturón periglacial actual, también ha incentivado el interés por conocer los mecanismos que influyen en los procesos fríos de ladera. Por el contrario, en las altas montañas tropicales este interés ha sido desviado hacia otros procesos geomorfológicos fríos allí presentes.

Emplazadas entre las latitudes medias y bajas, las altas cordilleras de la región mediterránea se caracterizan por la marginalidad de los enclaves afectados por movimientos solifluídales, hecho que explica la limitada atención que han suscitado estos temas en el seno de la comunidad científica. En nuestro marco geográfico más inmediato, sin embargo, conviene mencionar los estudios referentes a los procesos periglaciares de ladera de CREUS & GARCÍA RUIZ (1977), GÓMEZ ORTIZ (1980), CHUECA & JULIÁN (1995) y GARCÍA RUIZ et al. (2004), en Pirineo; GRIMALT & RODRÍGUEZ (1994), en las Islas Baleares; PALACIOS et al. (2003), en el Sistema Central y GÓMEZ ORTIZ et al. (2005) y OLIVA et al. (2008, 2009b), en Sierra Nevada.

En un número anterior de esta revista se presentó un completo estudio sobre la tipología y morfometría de las geoformas solifluídales presentes en el sector occidental de Sierra Nevada (OLIVA et al., 2009a). Ahora, el objetivo del presente artículo es mostrar los resultados más recientes de la monitorización dinámica y térmica de estas geoformas y, sobre todo, discutir acerca de los factores clave que influyen en el funcionamiento actual de los procesos de vertiente periglaciares en este macizo, centrados en el caso de la soliflucción.

2. ÁREA DE ESTUDIO

Sierra Nevada constituye un macizo dispuesto de oeste a este en el sur peninsular, con una línea de cumbres que sobrepasa holgadamente los 3.000 m de altura en su extremo occidental, área de nuestro estudio. Este macizo es la culminación altimétrica de las Cordilleras Béticas y su sector cimero está armado por una litología predominantemente compuesta por micaesquistos grafitosos muy tectonizados y alterados por la acción de las glaciaciones cuaternarias y por la actividad periglacial durante los periodos interglaciares. La temperatura media a 2.500 m es de 4,4°C y la precipitación anual, también a esa altitud, alcanza los 710 mm. La temperatura media anual del periodo 2006-2009 en el Picacho del Veleta (3.398 m) fue de -0,8°C. La existencia de *permafrost*, en proceso de degradación, en Sierra Nevada es puntual y responde a condiciones frías heredadas (GÓMEZ ORTIZ et al., 2002, 2005).

Los lóbulos de solifluxión en la Sierra se concentran básicamente en cabeceras de valles (barrancos). En este estudio interesan los del extremo occidental del macizo: San Juan y Río Seco. San Juan es un valle glacial de la vertiente septentrional que concentra más de 150 geofomas solifluidales en tres sectores escalonados altitudinalmente (SJA, SJB y SJC) en un rango de cotas comprendido entre los 2.474 y 2.911 m. Río Seco, por el contrario, es una ancha caja glacial abierta a mediodía con decenas de lóbulos emplazados en dos sectores también vegetalizados (RSA y RSB) entre los 2.931 y 3.005 m (figura 1).

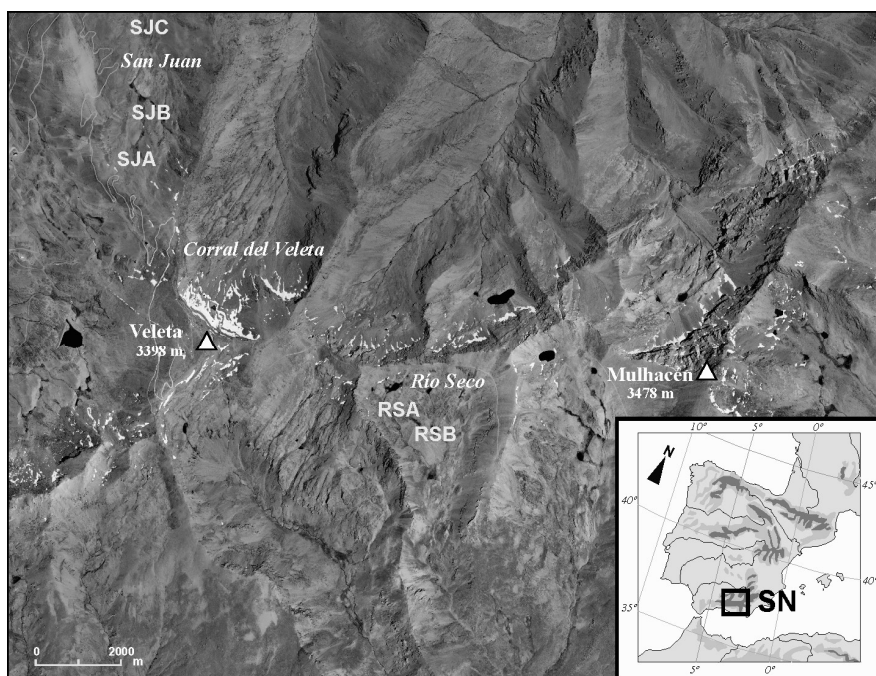


Figura 1. Sectores de estudio en Sierra Nevada.

3. MÉTODOS

Con el objeto de determinar cuáles son los factores que determinan y condicionan el dinamismo de los lóbulos de solifluxión en Sierra Nevada se han venido controlando desde 2005 diferentes parámetros (termometría del suelo, desplazamientos de la masa, contenido de agua) en distintas unidades de geoformas significativas de los valles de Río Seco y San Juan.

3.1 Seguimiento térmico del suelo en geoformas solifluidales

La monitorización térmica a partir de *dataloggers* constituye el método más ampliamente extendido para controlar la evolución de la temperatura en el suelo a lo largo del año, que, en el caso de Sierra Nevada, se ha llevado a cabo mediante los dispositivos autónomos UTL-1 (HOELZLE et al., 1999). En un lóbulo del valle de Río Seco, en la vertiente meridional del macizo, se instalaron cinco *dataloggers* a las profundidades de 2, 10, 20, 50 y 100 cm de las que se obtuvieron registros térmicos continuados a intervalos de 2 horas durante todo el periodo de medición. A su vez, se instalaron cinco dispositivos más a las mismas profundidades en una unidad del valle de San Juan, de exposición septentrional. Se discuten en este artículo los resultados de un mismo año (agosto 2007- agosto 2008) para facilitar la comparativa entre ambas exposiciones y poder así extraer pautas de comportamiento térmico espacio-temporales. Al tiempo, también, en el cercano Picacho del Veleta (3.398 m) se dispuso otro sensor UTL para controlar la temperatura del aire y así poder relacionar sus resultados con los obtenidos en el interior del suelo de los lóbulos.

3.2 Control de movimiento en geoformas solifluidales

Entre los métodos clásicos de medida de los desplazamientos solifluidales está la fijación de puntos fijos en el suelo (varillas metálicas, columnas, o estacas), cuyo movimiento se controla periódicamente. Últimamente se vienen aplicando métodos eléctricos de altísima resolución temporal como el inclinómetro o el solifluxímetro (HARRIS et al., 1997; MATSUOKA & HUMLUN, 2003 y MATSUOKA, 2006), que registran, a partir de complejos sistemas de sensores, los desplazamientos de la fracción mineral del interior del lóbulo. En nuestro estudio se han utilizado pares de estacas ancladas en los frentes y márgenes de los lóbulos y fuera de ellos; la toma anual de las distancias relativas entre la estaca emplazada dentro de la geoforma y aquella localizada fuera de ella ha permitido cuantificar los avances anuales de los lóbulos de solifluxión.

3.3 Contenido líquido en los lóbulos de solifluxión

El contenido de agua de la superficie de cada lóbulo presente en las parcelas de estudio se realizó en junio de 2007 mediante un medidor de humedad Delta T de sonda Theta ML2x, que ofrece una estimación instantánea del porcentaje líquido en el suelo.

4. PROCESOS PERIGLACIARES DE VERTIENTE: LA SOLIFLUXIÓN HOY

Entre las variables que controlan el dinamismo de los procesos de vertiente en la Sierra cabe destacar, por un lado, algunas de estructurales -como la morfotopografía, vegetación, características del material detrítico- y, por otro, otras más temporales o cambiantes, pero determinantes, como las condiciones climáticas, que controlan la actividad solifluidal.

4.1. Dinamismo actual de la soliflujión

Se presentan los datos de tres años de medida, entre agosto de 2005 y agosto de 2008. La determinación de la dinámica (actividad/inactividad) de la soliflujión en Sierra Nevada requiere de series temporales de observación largas, pues los lóbulos pueden permanecer estables durante años y activarse en corto tiempo siempre que las condiciones climáticas hayan sido propicias. Por ello, el haber monitorizado lóbulos en diferentes emplazamientos (altura, disponibilidad de agua, pendiente, orientación) y que éstos hayan mostrado comportado similar, valida la eficacia del método. A su vez, el conocimiento preciso de la actividad actual de los lóbulos de soliflujión bajo el régimen climático presente ha permitido establecer analogías con su comportamiento pasado a partir de la interpretación y datación de sus secuencias sedimentarias (OLIVA et al., 2009b, 2011a).

El control dinámico de 16 lóbulos (8 en Río Seco y 8 en San Juan) pone de manifiesto unas tasas de desplazamiento solifluidal inferiores en todos los casos a 1 cm/año (tabla 1), más elevados en el valle de San Juan (0,35 a 0,67 cm/año) que en Río Seco (0,20-0,38 cm/año). En el caso de San Juan, entre el 71-93% de las estacas registró pequeños movimientos, en contraposición al 22-62% de aquéllas que también lo hicieron en Río Seco. A pesar de disponer de pocos años de mediciones, parece percibirse una correlación entre años con mayores precipitaciones de primavera e invierno (*in crescendo* en los tres periodos de medida contemplados) y valores superiores de desplazamiento.

Tabla 1. Desplazamientos horizontales medios de las estacas por sectores durante el período 2005-2008.

DESPLAZAMIENTO HORIZONTAL ESTACAS 2005-2008									
Sector	2005-2006			2006-2007			2007-2008		
	n	móvil (%)	cm/año	n	móvil (%)	cm/año	n	móvil (%)	cm/año
SJA	7	42,9	0,5	14	85,7	0,63	14	92,9	0,67
SJB	0	0	0	9	66,7	0,35	9	77,8	0,40
RSA	9	22,2	0,20	9	22,2	0,20	9	11,1	0,20
RSB	8	37,5	0,33	8	37,5	0,33	8	62,5	0,38

Los lóbulos que han mostrado ligeros desplazamientos en frentes y márgenes han sido siempre los mismos y coinciden por estar afectados por mayor suministro líquido. Se trata de las geofomas emplazadas cerca de los neveros de fusión tardía y también de aquellas otras próximas a regueros o cauces de torrenteras. Unas y otras alimentadas por la fusión nival (Oliva et al., 2008). En general, se constata que los lóbulos de San Juan, a pesar de

estar emplazados a menor altura, presentan unos desplazamientos anuales superiores a los de Río Seco. La orientación septentrional de San Juan determina una capa de suelo helada más profunda y duradera y una mayor permanencia de neveros tardíos lo que propicia superior suministro líquido durante el periodo postnival, incentivando así la solifluxión del paquete de suelo más superficial. Este hecho subraya el papel clave que tiene la disponibilidad hídrica del suelo para activar el proceso solifluidal.

4.2. Termicidad del suelo y su influencia sobre la solifluxión

En áreas con presencia de *permafrost*, la profundidad de la capa activa y el *timing* del congelamiento/descongelamiento del suelo se contemplan como elementos determinantes en relación a la actividad solifluidal. En zonas desprovistas de *permafrost* la solifluxión también se ve altamente condicionada por el régimen térmico del suelo; de ahí, que los autores que se han ocupado del tema relacionen dinamismo de los lóbulos y termicidad en el interior del suelo (MATSUOKA, 2001).

Se analizan los datos de temperatura del suelo de dos lóbulos localizados en la cara sur (Río Seco) y norte (San Juan), que tienen una textura y un recubrimiento vegetal similar, con el fin de facilitar la comparación de los valores de temperatura del suelo obtenidos en sendas unidades solifluidales. La morfología fresca del lóbulo de San Juan (SJB.38, 2.817 m), con numerosas protuberancias y colapsos en su frente (*mudflow-affected solifluction lobe*, OLIVA et al., 2009a), insinúa una actividad significativa en el periodo actual o reciente; en cambio, la geoforma solifluidal de Río Seco (RSA.7, 3.005 m), de límites muy recortados y frente bien definido (*high solifluction lobe*), induce a considerar su inactividad bajo el régimen climático actual.

En ambos lóbulos se han detectado cuatro periodos diferenciados en relación al régimen térmico anual del suelo:

Río Seco

1) Periodo de congelamiento

En el lóbulo emplazado en este circo la formación del horizonte helado se inicia a mediados de noviembre y su total desaparición no acontece hasta inicios de junio (figura 2). Las precipitaciones de finales de verano y otoño determinan contenidos bajos de agua en el suelo, hecho que facilita la penetración de la onda térmica en profundidad durante la estación fría.

2) Suelo congelado

El asentamiento del manto nivoso facilita la estabilización de las temperaturas en valores ligeramente negativos y aísla el suelo de valores térmicos extremos. La inercia térmica conlleva que la máxima profundidad helada acontezca a finales de invierno e inicios de primavera, escasas semanas antes de que en superficie comience el descongelamiento del lóbulo. Entre febrero y mayo el horizonte congelado alcanza unos 70 cm de profundidad, aunque la fusión del manto nival a mediados de marzo y principios de abril propicia un descongelamiento de los centímetros más superficiales; nuevas precipitaciones de nieve y temperaturas negativas vuelven a propiciar el congelamiento del paquete superior de suelo hasta inicios de junio.

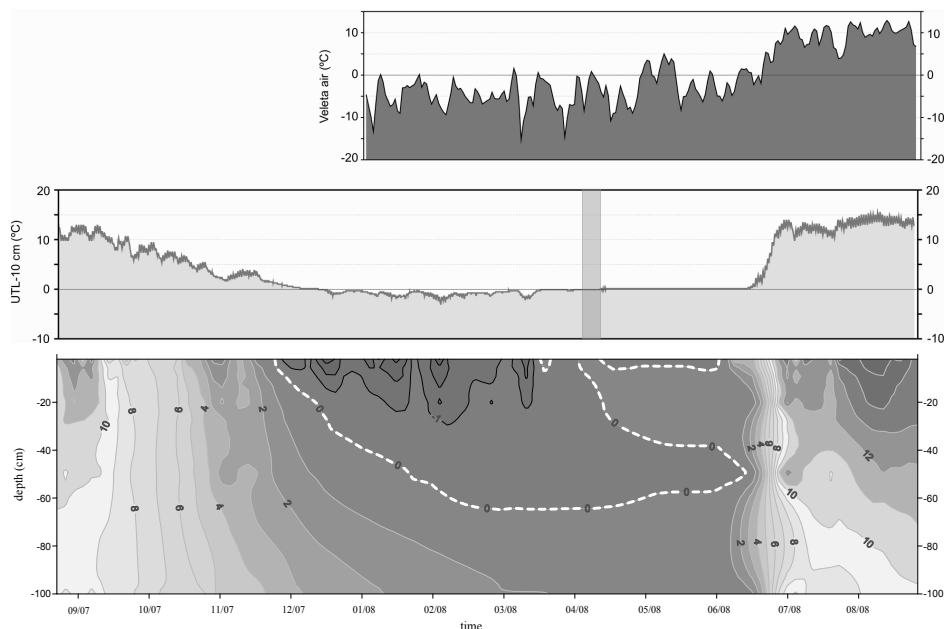


Figura 2. Evolución térmica del suelo de agosto del 2007 a agosto de 2008 en el lóbulo RSA.7 del circo de Río Seco (figura inferior). Temperatura media diaria del aire en el Picacho del Veleta, a 3.398 m (figura superior). Temperatura a 10 cm de profundidad en el lóbulo en cuestión, donde la barra gris indica los ciclos de hielo-deshielo (figura medio).

3) *Periodo de descongelamiento*

La inyección de calor en el terreno de principios de abril determina la existencia de un horizonte no helado entre los 5 y 40 cm, comprendido entre el nivel superior e inferior aún congelados, que se alarga durante dos meses. El descongelamiento del lóbulo acontece en una doble dirección: de profundidad hacia la superficie canalizado por el flujo geotérmico terrestre y del exterior en profundidad, con mayor eficacia por el embate directo de la radiación en quedar la superficie libre de nieve (menor albedo). El descongelamiento del suelo propicia un rápido aumento térmico: en escasas semanas las temperaturas incrementan hasta 8°C a 50 cm.

4) *Suelo no congelado*

Durante el verano hay una uniformización de las temperaturas, alcanzando valores de hasta 10°C a 100 cm.

San Juan

1) *Periodo de congelamiento*

Al igual que en el lóbulo de Río Seco, en esta unidad el congelamiento en otoño transcurre en unos 2 meses desde que empiezan a disminuir las temperaturas de los sensores más

superficiales hasta que éstos alcanzan valores negativos, en contraposición a lo que acontece en primavera, cuando el descongelamiento del suelo tiene lugar en escasas semanas.

2) Suelo congelado

Las temperaturas negativas penetran a más de 100 cm de profundidad durante el mes de marzo (figura 3). Además, cabe destacar que los valores térmicos que se registran en los primeros decímetros de suelo alcanzan temperaturas de hasta -9°C a 10 cm de la superficie, en contraposición con los -2°C observados a la misma profundidad en el lóbulo de Río Seco durante el mismo periodo.

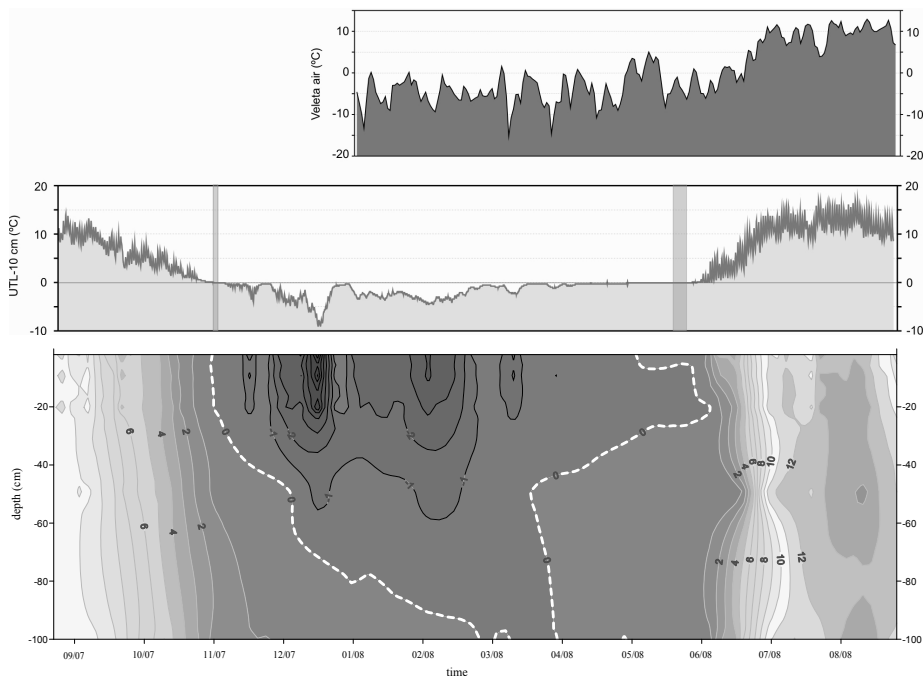


Figura 3. Evolución térmica del suelo de agosto del 2007 a agosto de 2008 en el lóbulo SJB.38 del valle de San Juan (figura inferior). Temperatura media diaria del aire en el Picacho del Veleta, a 3.398 m (figura superior). Temperatura a 10 cm de profundidad en el lóbulo en cuestión, donde la barra gris indica los ciclos de hielo-deshielo (figura medio).

3) Periodo de descongelamiento

Se observa una pauta similar a RSA.7 durante el descongelamiento del suelo, con un incremento de temperatura superior a los 11°C a 50 cm de profundidad en apenas tres semanas. El deshielo de la base del lóbulo transcurre en escasos días a inicios de junio, conforme disminuye el suministro de frío a finales de marzo y se ve reforzado por el flujo geotérmico terrestre. Las nevadas de primavera alargan las temperaturas negativas en el suelo hasta inicios de mayo en los 10 cm más superficiales y prolongan el horizonte helado otro mes más entre los 20 y 40 cm de profundidad.

4) Suelo no congelado

A partir de inicios de junio las temperaturas son ampliamente positivas y se llegan a alcanzar valores de hasta 14°C en el seno del lóbulo.

5. FACTORES QUE ACTIVAN LA SOLIFLUXION EN SIERRA NEVADA Y SU SINGULARIDAD RESPECTO A OTRAS ÁREAS DEL PLANETA

Los datos térmicos obtenidos en San Juan y Río Seco denotan la inexistencia de *permafrost* aunque indican una profunda capa helada estacional que se alarga entre 7 y 8 meses. Las condiciones climáticas de cada año determinan el espesor y la duración del horizonte helado. Se constata, en general, que los sensores térmicos emplazados en los primeros decímetros de profundidad responden de manera más sensible a las variaciones térmicas exteriores, con cuatro periodos claramente diferenciados para ambos lóbulos: periodo de congelamiento, suelo congelado, periodo de descongelamiento y suelo no congelado.

A partir de los datos presentados, se observan interesantes pautas espacio-temporales en relación a los factores clave que favorecen los procesos solifluidales en la Sierra. En el caso del lóbulo de Río Seco, a pesar de la existencia de un nivel helado de hasta 70 cm de espesor, no se detectaron desplazamientos durante el periodo 2005-2008. La disponibilidad hídrica parece ser un factor más determinante que la presencia de hielo en el suelo para activar la actividad solifluidal en Sierra Nevada, ya que en el lóbulo monitorizado en San Juan, unidad que muestra un suministro de agua notablemente superior y más prolongado -e igualmente un nivel helado de considerable espesor- los desplazamientos anuales registrados fueron del orden de 0,5 cm/año.

En Sierra Nevada las condiciones más propicias para la actividad de los procesos solifluidales sólo se dan en primavera. Entre finales de mayo e inicios de junio se detecta la presencia de un nivel helado subsuperficial (que actúa como superficie de deslizamiento), acompañado éste por elevados contenidos de agua cercanos a la saturación como consecuencia de la fusión nival; estas semanas son el periodo más favorable de todo el año para activar la soliflucción en el macizo. Además, en este periodo se detectan hasta 5 ciclos de hielo-deshielo a 10 cm de profundidad en ambos lóbulos, hecho que favorece la translocación individual de las partículas, mientras que en otoño sólo se contabilizaron dos ciclos en la unidad de San Juan y ninguno en Río Seco. Este hecho, conjuntamente con la inexistencia de suelo helado y la poca agua presente en el terreno, imposibilita los desplazamientos solifluidales durante los meses otoñales.

Cabe enmarcar el caso estudiado de Sierra Nevada, exponente de lo que acontece en altas montañas semiáridas de la orla alpina mediterránea, con lo que ocurre en otros ambientes periglaciares. Genéricamente, las tasas de desplazamiento solifluidal dependen de factores climáticos, hidrológicos, geológicos y morfotopográficos (MATSUOKA, 2001). En el caso de la Sierra, éstos se reflejan a partir de elementos estructurantes o permanentes (pendiente, cobertura vegetal, litología), que definen el soporte biofísico; y otros más funcionales o variables presididos por las condiciones climáticas (disponibilidad hídrica, duración y espesor del manto nival, régimen térmico del suelo), que son los que suministran energía para generar el desplazamiento por soliflucción (figura 4).

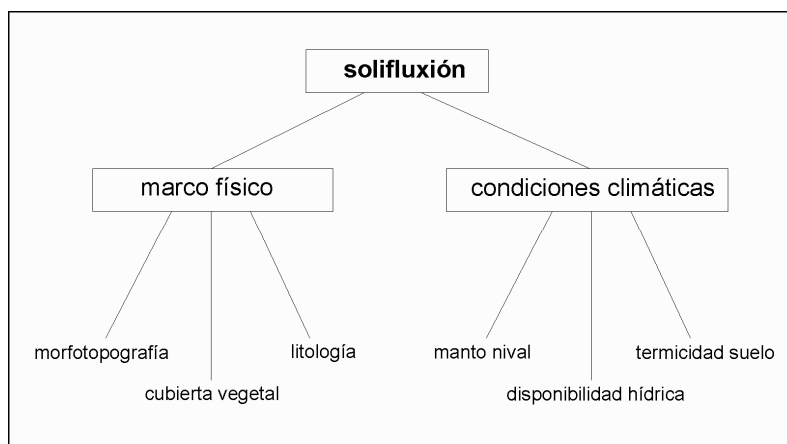


Figura 4. Factores que intervienen en la solifluxión en la Sierra.

Pendiente

Los lóbulos de Sierra Nevada se emplazan en un rango de pendientes que oscila entre 4 y 26° (OLIVA et al., 2009a). En general, la pendiente óptima para la solifluxión se sitúa entre los 5 y 35° (BALLANTYNE & HARRIS, 1994), puesto que en laderas con menor inclinación la acción de la gravedad no es suficiente para incentivar los procesos y pendientes superiores inducen los lóbulos al colapso de (PRICE, 1969; KINNARD & LEWKOWICZ, 2006).

La figura 5 permite visualizar las características de los procesos solifluidales en Sierra Nevada en relación a otras áreas del planeta. Los lóbulos monitorizados en la Sierra muestran desplazamientos <1 cm/año, con temperaturas en torno a 0°C y pendientes entre 5 y 20°. El grado de inclinación de las vertientes condiciona el drenaje y la escorrentía superficial. En la Sierra pendientes más marcadas evacúan rápidamente el agua superficial (casi exclusivamente de fusión nival) y dificultan el desarrollo de los suelos; en cambio, superficies más planas permiten una mayor retención e infiltración del agua en el terreno, hecho que favorece los procesos edáficos y permite una extensión de la cobertura vegetal, frenando así los movimientos de ladera. Las superficies menos inclinadas contienen los lóbulos con mayores porcentajes de cubierta vegetal, mientras que aquellas laderas más empinadas presentan geoformas solifluidales con más gravas y menos vegetación (OLIVA, 2009).

Sin embargo, la disponibilidad hídrica es determinante en los procesos solifluidales y la carencia de agua también reduce su eficacia incluso en pendientes elevadas (KING & SCHMITT, 1993). En altas latitudes numerosos estudios cuantifican tasas de solifluxión más elevadas a medida que aumenta la pendiente, aunque su influencia en latitudes medias, como Sierra Nevada, puede estar enmascarada por otros factores: frecuencia de los ciclos de hielo-deshielo, textura y humedad (MATSUOKA, 2001). Lógicamente, la pendiente también determina el tamaño del material movilizable por la dinámica solifluidal; vertientes muy inclinadas no pueden soportar potentes depósitos de materiales finos, fácilmente

desplazables, pues tenderán a movilizarse por gravedad hacia sectores topográficamente más llanos.

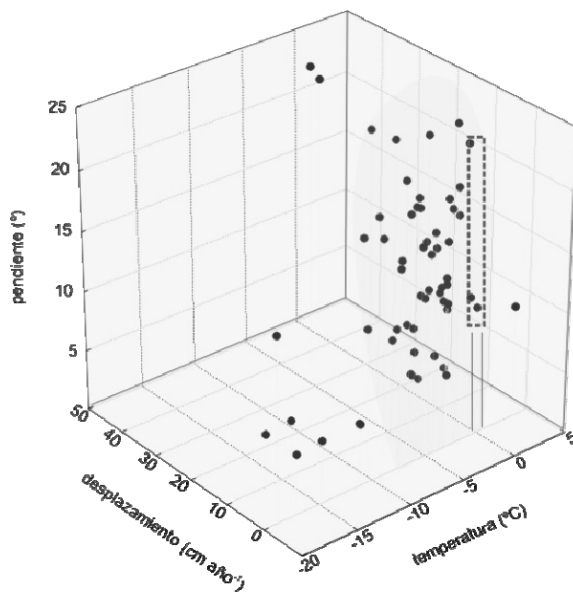


Figura 5. Relación entre temperatura, pendiente y tasas de desplazamiento en varias áreas del planeta (a partir de MATSUOKA, 2001). Sombreados los valores donde se concentran un mayor número de casos. Con un rectángulo se indican los valores presentados para Sierra Nevada en este estudio.

Cobertura vegetal

Los lóbulos de soliflucción se localizan preferentemente por encima del *timberline*, allí donde la cobertura vegetal arbórea y arbustiva no frena los movimientos de masa lentos y la existencia de suelo helado es significativa durante buena parte del año.

En Sierra Nevada los lóbulos de soliflucción coinciden en los *borreguiles*. Éstos son espacios de topografía aplanada instalados en cabeceras y fondos de valles glaciales. Su densa cubierta vegetal propicia el desarrollo de una ganadería trashumante. La actividad humana secular en los *borreguiles* ha tendido a aumentar sus espacios al derivar las aguas de fusión a lugares próximos, con la consiguiente expansión de superficie vegetalizada en un contexto regional donde los pastos frescos no abundan (OLIVA, 2009). En estos enclaves se distribuyen centenares de geoformas solifluídales, como se evidencia en los valles de San Juan y Río Seco, donde un 72% de estas unidades tienen un recubrimiento vegetal prácticamente total, mientras que el restante 28% lo conforman unidades con una significativa proporción de bloques y gravas en superficie (OLIVA et al., 2009a). ULFSTEDT (1993) afirma que una cobertura vegetal densa, además de reducir la soliflucción, es determinante para otorgar a estas geoformas las clásicas morfologías lobulares.

La propia extensión de la cobertura vegetal supone un impedimento físico que frena o, incluso, paraliza la dinámica de laderas; a su vez, la presencia de vegetación retroalimenta la estabilización de las vertientes, puesto que inhibe la intensidad y frecuencia de los ciclos de hielo-deshielo en ambientes periglaciares, reduciendo así la solifluxión. En áreas con poca o escasa vegetación, como sucede en el piso crionival de Sierra Nevada y otras altas montañas de latitudes medias, las variaciones volumétricas derivadas de los cambios de estado que sufren las partículas expuestas, promueven la translocación de las mismas y determinan una menor estabilidad de los sedimentos, aumentando así la crioreptación.

El papel clave que juega la vegetación en los procesos solifluidales también se ha evidenciado a partir de estudios paleoambientales en sectores de:

- *Alpes*

En una cuenca de alta montaña de los Alpes austríacos emplazada en el cinturón periglaciario presente, VEIT (1993) evidencia el papel clave de la vegetación en la dinámica solifluidal cuantificando las variaciones en el porcentaje de cobertura vegetal durante el Holoceno entre una fase fría en que dominaba la solifluxión (Neoglaciación, 38%) y otra cálida en que imperaba la edafogénesis (Óptimo Climático Holoceno, 95%). Actualmente, el recubrimiento vegetal se sitúa en valores intermedios (63%), con tasas de desplazamiento solifluidal oscilando entre 20 y 80 cm/año en los 40-50 cm más superficiales.

- *Sierra Nevada*

Estudios paleoecológicos basados en la estratigrafía de los lóbulos de solifluxión en Sierra Nevada también han constatado esta misma pauta en este sector: durante el Holoceno los periodos cálidos favorecieron la extensión de la cobertura vegetal herbácea que recubre buena parte de los fondos de valle en la actualidad, haciéndose ésta más densa y remontando de altura, mientras que los periodos más fríos incentivaban la dinámica de laderas que destruía este tapiz vegetal (OLIVA et al., 2011a, 2011b).

Litología

El tamaño del material movilizable ladera abajo por los procesos de vertiente está condicionado por la fracción mineral dominante en el suelo; en nuestro caso, el alto grado de meteorización de unos esquistos muy tectonizados y fuertemente laminados que conforman el roquedo del área de estudio, facilita su disgregación, la liberación de partículas y su posterior movilización.

En su tesis doctoral, OLIVA (2009) analizó la granulometría de 155 muestras extraídas de las diferentes unidades litoestratigráficas incluidas en decenas de lóbulos de solifluxión de San Juan y Río Seco. En estas geoformas se detectan horizontes edáficos y depósitos de vertiente de características solifluidales, correspondientes al Holoceno medio y superior. HARRIS (1981), basándose en la experimentación de laboratorio, determina que una proporción elevada de arenas (>50%) es una textura adecuada para que se dé una solifluxión activa. El 37,9% de todas las muestras extraídas y analizadas de la Sierra presentan una granulometría dentro de los valores experimentales (figura 6), porcentaje que encaja con las descripciones sedimentológicas y observaciones de campo (OLIVA, 2009). Por su parte, KING & SCHMITT (1993) detectan una alta susceptibilidad de los suelos francos al hielo-deshielo y los definen como los más aptos para la solifluxión. En esta línea, cabe mencionar

que ULFSTEDT (1993) percibe que en aquellos sectores donde los suelos están constituidos por texturas más finas las formas solifluidales resultantes son muy vagas.

Además de la matriz fina, la dinámica propia de los movimientos de vertiente también deposita una fábrica gruesa significativa, con una moderada abundancia de gravas, cuyo contenido depende de la capacidad de movilización mineral de cada momento. En el caso de Sierra Nevada, los micaesquistos movilizados, muy meteorizados, presentan una morfología angular por su poco rodaje, con clastos orientados paralelos a la pendiente y una cierta imbricación. En los depósitos solifluidales sus contenidos oscilan entre 10 y 75%, siendo prácticamente inexistentes en los niveles edáficos.

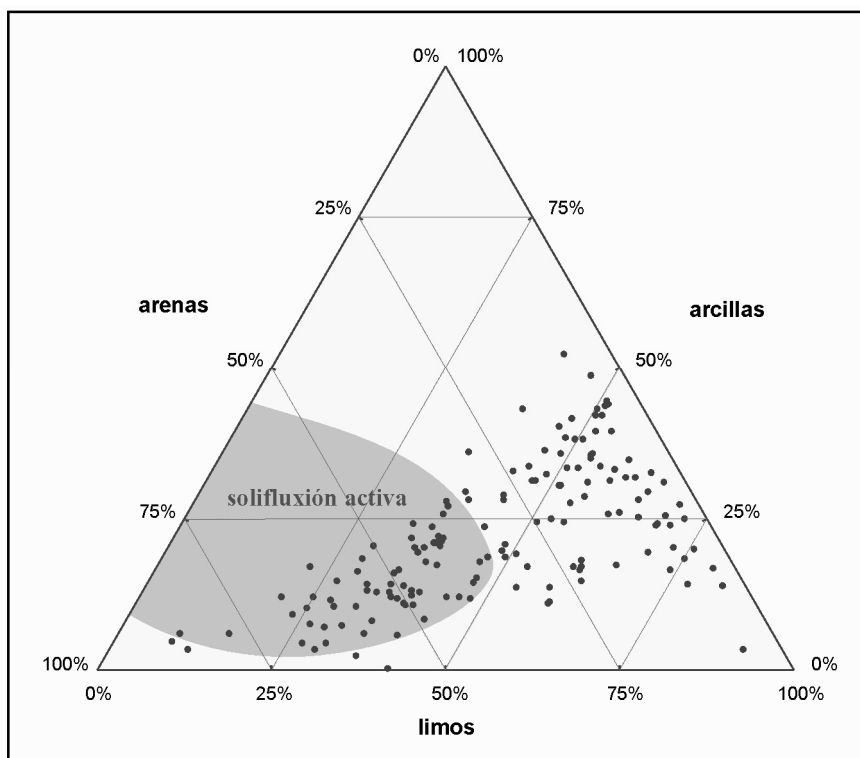


Figura 6. Textura fina de las muestras de Sierra Nevada analizadas por OLIVA (2009). Sombreada la textura efectiva para una soliflucción activa según HARRIS (1981).

Disponibilidad hídrica

La dualidad del ritmo climático de Sierra Nevada, con inviernos fríos y húmedos y veranos cálidos y secos, determina que las precipitaciones invernales en forma de nieve constituyan la principal aportación hídrica. Las escasas semanas que transcurren durante la fusión nival, muy variables en función de la irregularidad interanual de las precipitaciones y temperaturas, son un momento crucial para activar los procesos solifluidales en el macizo.

Se insinúa clave, pues, el papel de los últimos neveros de fusión tardía que suministran agua efectiva para la solifluxión en presencia, todavía, de suelo helado en profundidad.

La duración y espesor del manto nival es determinante para suministrar agua a los lóbulos durante la estación de deshielo. La investigación en otras regiones del planeta también considera decisivo el contenido de agua en el suelo, a pesar de que HARRIS et al. (2003) han constatado experimentalmente que no es necesario llegar a la saturación del lóbulo para activar la solifluxión.

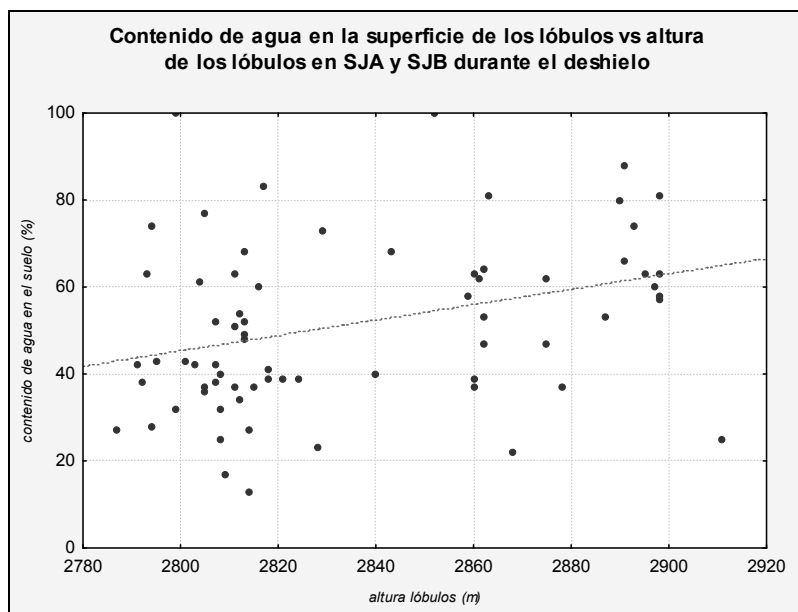


Figura 7. Contenido de agua en la superficie de los lóbulos durante el deshielo (inicio de junio de 2007) en los sectores SJA y SJB y alturas de los lóbulos.

En altas latitudes se ha detectado que climas más cálidos y húmedos reactivan la solifluxión, puesto que la mayor profusión y duración de los últimos neveros facilita una disponibilidad líquida más larga y continuada (SEPPÄLÄ, 1993; MATTHEWS et al., 2005). En el caso de Sierra Nevada, los elevados contenidos de agua en el suelo sólo acontecen durante escasas semanas, en el periodo de fusión de finales de primavera y principios de verano, puesto que en el epicentro de esta estación y principios de otoño, la escasez de precipitaciones limita la escorrentía superficial y, en consecuencia, la solifluxión. Además de la menor disponibilidad hídrica en el suelo, en otoño la inexistencia de un suelo helado subsuperficial dificulta el deslizamiento y la efectividad de los procesos solifluidales. Por lo tanto, las escasas semanas que transcurren durante la fusión nival en presencia de suelo helado en profundidad son, pues, el periodo idóneo para activar los procesos de ladera de tipo solifluidal en el cinturón periglaciario de Sierra Nevada.

A mediados de junio de 2007, se procedió a medir el contenido de agua en los decímetros más superficiales de los lóbulos de solifluxión del valle de San Juan. La figura 7 hace referencia a los lóbulos de los sectores SJA y SJB en plena estación del deshielo y relaciona la dependencia del contenido de agua en el suelo y la altura en la que se instalan las geoformas. El agua de fusión nival propicia que se incremente el contenido líquido en los lóbulos en las proximidades de las manchas de nieve –donde están saturados o semi-saturados-, menguando rápidamente conforme nos alejamos de las mismas: en un escaso centenar de metros de desnivel los lóbulos registran contenidos de agua en el suelo hasta un 25% menor. La permanencia de numerosos neveros por encima de los 2.850-2.900 m durante este periodo crucial para la solifluxión se percibe en un contenido de agua superior en el sector SJA (62,2%), decreciendo de manera acelerada conforme descendemos (49,1% en SJB y 45,2% en SJC), pues en éstos la fusión nival ya ha acontecido, tal y como sugiere la figura 8.

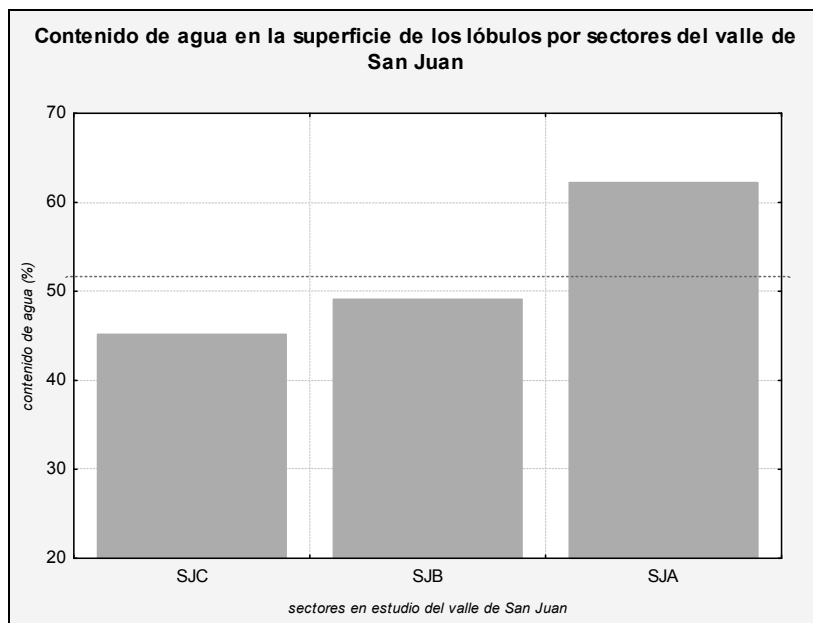


Figura 8. Contenido medio de agua en la superficie de los lóbulos durante el deshielo (inicio de junio de 2007) en los sectores de estudio del valle de San Juan.

Cobertura nival

La duración y extensión del manto nival en Sierra Nevada es quién aporta contenido de agua en el suelo. La concentración invernal de las precipitaciones propicia una cobertura nival que, en alturas superiores a 2.500 m, suele alargarse de noviembre a mayo, siempre en función del régimen nivológico, orientación y morfotopografía. Además, conviene considerar la redistribución de la nieve por efecto del viento, que tiende a barrerla a barlovento y altiplanicies y depositarla en topografías deprimidas y fondos de valle. El cometido del

manto nival en la soliflucción ha sido ampliamente discutido y depende de otros condicionantes climáticos.

Por una parte, la nieve, como la vegetación, actúa a modo de aislante térmico, de forma que inviernos nevados y en los que el manto se estabiliza pronto, la penetración del hielo en profundidad se reduce. Por el contrario, inviernos secos y fríos facilitan la formación de un horizonte helado profundo aumentando la eficacia de los procesos de hielo-deshielo diario durante la primavera (MATSUOKA, 2001).

En ámbitos de latitudes medias cabe distinguir entre lo que sucede en montañas húmedas (e.g. Alpes) y lo que acontece en ambientes periglaciares de montañas semiáridas (e.g. Sierra Nevada). En el caso de climas húmedos de alta montaña con precipitaciones estivales significativas, como los Alpes suizos, GAMPER (1983) considera que la soliflucción se ve favorecida por la combinación de veranos frescos y húmedos con inviernos más fríos y secos, relativizando así el papel del espesor nival invernal y resaltando la importancia del periodo libre de nieve. También VEIT (1993), para los Alpes austríacos, afirma que inviernos de mucha nieve y temperaturas cálidas suponen una paralización de la soliflucción, destacando el papel clave de la fecha de la primera nevada en otoño, que estabiliza la dinámica de vertientes. Por lo tanto, ambos hacen hincapié en el hecho de que en estas montañas húmedas la carencia de una espesa cobertura nival durante el invierno facilita la penetración de las bajas temperaturas en el suelo y condiciona una profunda capa helada, la cual actúa como superficie de deslizamiento durante la estación de fusión.

En Sierra Nevada, por el contrario, son los inviernos húmedos los más favorables para la soliflucción, ya que condicionan la abundancia y duración de los neveros de fusión tardía, los cuales suponen un *input* líquido más continuado y prolongado de agua durante el deshielo. Este mecanismo es crucial para activar la soliflucción en áreas con precipitaciones escasas durante la estación cálida del año, como los datos aquí discutidos han evidenciado para este macizo.

Régimen térmico del suelo

En zonas con presencia de *permafrost*, la superficie de deslizamiento yace en el contacto entre la base de la capa activa y el límite superior del nivel permanentemente helado. El deslizamiento del paquete de suelo suprayacente viene facilitado por la saturación del terreno como consecuencia de la fusión nival, que acontece de manera paralela al descongelamiento del suelo. La tabla 2 evidencia que, en estos sectores de temperaturas medias muy negativas, las tasas de desplazamiento solifluidal anual son reducidas, a pesar de que se moviliza una porción de suelo más profunda. En cambio, en regiones con temperaturas anuales ligeramente negativas o incluso positivas, sin *permafrost*, ligadas a elevados índices de humedad, los desplazamientos son mayores, si bien quedan restringidos a los primeros decímetros de la superficie.

Tabla 2. Tabla resumen de diferentes parámetros relativos a los procesos solifluidales estudiados por numerosos autores en distintas áreas del planeta (a partir de MATSUOKA, 2001).

SOLIFLUXIÓN: RANGO TÉRMICO, DESPLAZAMIENTO Y PROFUNDIDAD DE MOVIMIENTO						
Ámbito	Rango térmico (°C)		Desplazamiento (cm/año)		Prof. movimiento (cm)	
	Mín	Máx	Mín	Máx	Mín	Máx
Latitudes polares	-19	-3	0,6	6,8	12	90
Latitudes subpolares	0	4	0,9	88	20	30
Latitudes medias (montañas húmedas)	-3	7	0,3	25	4	50
Latitudes medias (montañas áridas)	-6	-2	0,03	49	8	80
Montañas de latitudes tropicales	-1	1	0,36	100	3	18

Los procesos periglaciares basan gran parte de su eficacia geomorfológica en la actividad mecánica que acontece en la capa más superficial del terreno, aquella más expuesta a la atmósfera y que responde de manera más sensible a las variaciones de la temperatura del aire. La temperatura del suelo es un parámetro intrínsecamente ligado a la del aire, a pesar de que ciertos factores (textura, manto nival y cobertura vegetal) influyen en la penetración en profundidad de la onda térmica.

Los sensores térmicos instalados en lóbulos de los valles de San Juan y Río Seco denotan que el espesor de la capa estacionalmente helada viene determinado por las características térmicas y nivológicas de cada año. La base del horizonte helado se localiza a mayor profundidad en San Juan que en Río Seco, a pesar de incluir San Juan lóbulos mucho más bajos, en torno a 180 m, que en Río Seco (SJB.38 frente a RSA.7). La causa hay que buscarla en la diferente exposición respecto a la radiación solar incidente, pues otros factores que intervienen en el régimen térmico del suelo, como son la cobertura vegetal y la textura, resultan similares en los dos lóbulos monitorizados. La mayor insolación de la vertiente meridional propicia una rápida fusión de la nieve, liberación precoz de la protección nival y un acelerado descongelamiento del lóbulo, mientras que una mayor persistencia de la nieve en la vertiente septentrional posibilita una mayor duración de los valores negativos en el suelo. En ambos casos, a pesar de la existencia de horizontes helados de entre 70 y 100 cm de profundidad, éstos no han sido suficientes para activar de una manera significativa la solifluxión, hecho que nos lleva a considerar la disponibilidad líquida en el suelo y su persistencia temporal como el factor limitante clave de la solifluxión en la Sierra.

6. CONCLUSIONES: EL PROCESO DE LA SOLIFLUXIÓN EN SIERRA NEVADA

De los datos de temperatura y desplazamiento analizados en lóbulos de solifluxión podemos interpretar los mecanismos que determinan este tipo de flujo en el macizo nevadense. Los lóbulos vegetalizados en la Sierra están asociados a los *borreguiles* y éstos coinciden en concavidades instaladas en circos o altos tramos de barrancos. Se trata de sectores donde el manto nival funde tardíamente por lo que son medios bien surtidos en aguas. Actualmente, los movimientos anuales de los puntos fijos instalados sobre estos lóbulos constatan escasa actividad solifluidal. Los lóbulos no incluyen *permafrost* pero sí presentan un horizonte estacionalmente helado de 70 a 100 cm de profundidad que se alarga entre 7 y 8 meses tanto en vertiente norte como en la sur.

En ámbitos de montañas semiáridas de medias latitudes con presencia de suelo helado estacional, como sucede en el piso periglacial de Sierra Nevada, el mecanismo de la solifluxión resulta de la combinación encadenada y progresiva en profundidad de diferentes procesos físicos, que se esquematizan en la figura 9 (a, b, c):

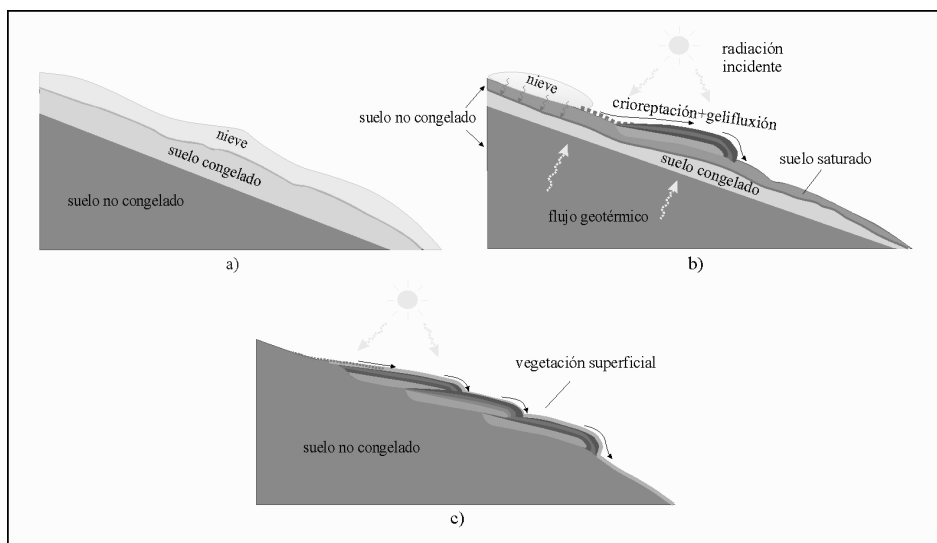


Figura 9. Formación de los lóbulos de solifluxión en Sierra Nevada: a) estabilidad de la vertiente durante la estación invernal, b) formación de un lóbulo, c) encadenamiento de lóbulos.

1. Durante la estación fría el manto nivoso aísla térmicamente el suelo y facilita su estabilidad, imposibilitando la dinámica de vertientes (a).
2. Desaparecida la nieve del suelo la radiación incidente propicia temperaturas positivas en el cuerpo helado, que también tiende a fundir (b). En éstos ambientes sin *permafrost* el deshielo se genera en un sentido bidireccional convergente: i) aire-suelo, debido al calentamiento de la parte superficial del suelo motivado por la radiación

incidente, una vez liberado éste del manto nival protector; y ii) en dirección contraria, suelo-aire, inducido por el calor geotérmico terrestre. De ambos flujos térmicos de tendencia convergente el primero desempeña el cometido principal y su duración resulta ser de pocas semanas en Sierra Nevada. La fusión gradual de la nieve y del suelo suministra agua que se va acumulando en el umbral con el horizonte helado subsuperficial. Éste se dispone en plano inclinado y se mantiene impermeable.

3. La masa de suelo, descongelada, saturada o sobresaturada (o con contenidos de agua próximos a la saturación), pierde cohesión y favorece la reptación plástica del paquete suprayacente al techo helado (HARRIS et al., 1997, 2003). En este momento, la crioptación y la geliflución actúan simultáneamente para reactivar la soliflución durante la estación de deshielo (KINNARD & LEWKOWICZ, 2005), que es cuando la acción de ambos procesos tiene su máxima eficacia morfológica.
4. A medida que la onda térmica de la radiación externa progresa en profundidad los procesos descritos tienden a situarse cada vez en niveles más internos, pudiendo afectarlos e inestabilizar la ladera (MATSUMOTO et al., 2010).
5. Este proceso genera las formas lobulares. Con el tiempo y a lo largo de centenares y miles de años propicia el desarrollo de diferentes generaciones de lóbulos (c).

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos el apoyo del Parque Nacional de Sierra Nevada en las cuestiones logísticas y de trabajo de campo. La investigación se ha realizado bajo el amparo del Grupo de Investigación Consolidado “Paisatge i reconstrucció ambiental de la muntanya mediterrània” y del proyecto CS02009-06961, del MCI. El primer autor agradece a la Generalitat de Catalunya el disfrute de una beca posdoctoral Beatriu de Pinós, durante la cual se ha escrito el presente artículo.

BIBLIOGRAFÍA

- ALEXANDER, C.S. & PRICE, L.W. (1980): “Radiocarbon dating of the rate of movement of two solifluction lobes in the Ruby Range, Yukon Territory”. *Quaternary Research*. 13, pp. 365-379.
- ANDERSSON, J.G. (1906): “Solifluction, a component of subaerial denudation”. *Journal of Geology*. 14, pp. 91-112.
- BALLANTYNE, C.K. & HARRIS, C. (1994): *The periglaciation of Great Britain*. University of Cambridge.
- BENEDICT, J.B. (1976): “Frost creep and gelifluction features: review”. *Quaternary Research*. 6, pp. 55-76.
- CHUECA, J. & JULIÁN, A. (1995): “Cuantificación de movimientos de masa lentos en medios de montaña: Pirineo Central”. *Lurralde*. 18, 173-196.

- CREUS, J. & GARCÍA RUIZ, J.M. (1977): "Observaciones sobre soliflucción en el alto valle del río Gállego". Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario. 6, pp. 57-64.
- ELLIOTT, G. & WORSLEY, P. (1999): "The sedimentology, stratigraphy and ¹⁴C dating of a turf-banked solifluction lobe: evidence for Holocene slope instability at Okstindan, northern Norway". Journal of Quaternary Science. 14 (2), pp. 175-188.
- GAMPER, M.V. (1983): "Controls and rates of movement of solifluction lobes in the eastern Swiss Alps". Proceedings of the IV International Conference on Permafrost. pp. 328-333.
- GARCÍA RUIZ, J.M.; CHUECA, P. & JULIÁN, A. (2004): "Los movimientos en masa del Alto Gállego". In: Peña, J.L.; Longares, L.A. & Sánchez, M. (Ed.). Geografía Física de Aragón: aspectos generales y temáticos. pp. 141-152.
- GÓMEZ ORTIZ, A. (1980): Estudio geomorfológico del Pirineo catalán: morfogénesis glacial y periglacial de los altos niveles y vertientes meridionales de los macizos de Calmquerdós, Tossa Plana de Llès y Port Negre (Cerdanya-Alt Urgell). Tesis doctoral, Universidad de Barcelona.
- GÓMEZ ORTIZ, A.; PALACIOS, D.; LUENGO, E.; TANARRO, L.M.; SCHULTE, L.; RAMOS, M. & SALVADOR, F. (2002): "Inestabilidad de taludes y cubierta nival en áreas marginales de permafrost. El caso de la pared norte del picacho del Veleta (Sierra Nevada. España)". Revista de Geografía. Vol. 1, pp. 35-56.
- GÓMEZ ORTIZ, A.; SCHULTE, L.; SALVADOR, F.; PALACIOS, D.; SANZ DE GALDEANO, C.; SANJOSÉ, J.J.; TANARRO, L.M. & ATKINSON, A. (2005): "Field trip to Sierra Nevada massif glacial geomorphology and present cold processes". Sixth International Conference on Gemorphology. Field Trip Guides. pp. 309-326.
- GRIMALT, M. & RODRÍGUEZ, A. (1994): "El modelado periglacial en Baleares. Estado de la cuestión". In: Gómez Ortiz, A.; Simón Torres, M. & Salvador Franch, F. (Ed.). Periglacialismo en la Península Ibérica, Canarias y Baleares. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Granada. pp. 189-201.
- HARRIS, C. (1981): Periglacial mass-wasting: a review of research. BGRG Research Monograph, vol. 4.
- HARRIS, C.; DAVIES, M. & COUTARD, J.P. (1997): "Rates and processes of periglacial solifluction: an experimental approach". Earth Surface Processes and Landforms. 22, pp. 849-868.
- HARRIS, C.; DAVIES, M. & REA, B. (2003): "Gelifluction: viscous flow or plastic creep?" Earth Surface Processes and Landforms. 28, pp. 1289-1301.
- HARRIS, C.; SMITH, J.S.; DAVIES, M. & REA, B. (2007): "An investigation of periglacial slope stability in relation to soil properties based on physical modelling in the geotechnical centrifuge". Geomorphology. 93, pp. 437-459.
- HOELZLE, M.; WEGMANN, M. & KRUMMENACHER, B. (1999): "Miniature temperature dataloggers for mapping and monitoring of permafrost in high mountain

- areas: first experience from the Swiss Alps". *Permafrost and Periglacial Processes*. 10, pp. 113-124.
- KING, L. & SMITH, E. (1993): "Solifluction and thermal erosion in high arctic ecosystems, Northern Spitsbergen: processes and effects". In: Frenzel, B.; Matthews, J.A. & Gläser, B. (Ed.). *Solifluction and Climatic Variation in the Holocene*. *Paläoklimaforschung*. Vol. 11, pp. 267-278.
- KINNARD, C. & LEWKOWICZ, A.G. (2005): "Movement, moisture and thermal conditions at a turf-banked solifluction lobe, Kluane Range, Yukon Territory, Canada". *Permafrost and Periglacial Processes*. 16, pp. 261-275.
- KINNARD, C. & LEWKOWICZ, A.G. (2006): "Frontal advance of turf-banked solifluction lobes, Kluane Range, Yukon Territory, Canada". *Geomorphology*. 73, pp. 261-276.
- MAILÄNDER, R. & VEIT, H. (2001): "Periglacial cover-beds on the Swiss Plateau: indicators of soil, climate and landscape evolution during the Late Quaternary". *Catena*. 45 (4), pp. 251-272.
- MATSUMOTO, H.; YAMADA, S. & HIRAKAWA, K. (2010): Relationship between ground ice and solifluction: field measurements in the Daisetsu Mountains, Northern Japan. *Permafrost and Periglacial Processes*. 21, pp. 78-89.
- MATSUOKA, N. (2001): "Solifluction rates, processes and landforms: a global review". *Earth Science Reviews*. 55, pp. 107-134.
- MATSUOKA, N. (2006): "Monitoring periglacial processes: towards a construction of a global network". *Geomorphology*. 80, pp. 20-31.
- MATSUOKA, N. & HUMLUN, O. (2003): "Monitoring periglacial processes: new methodology and technology". *Permafrost and Periglacial Processes*. 14, pp. 299-303.
- MATTHEWS, J.A., SEPPÄLÄ, M. & DRESSER, P.Q. (2005): "Holocene solifluction, climate variation and fire in a subarctic landscape Al Pippokangas, Finnish Lapland based on radiocarbon-dated buried charcoal". *Journal of Quaternary Science*. 20, pp. 533-548.
- NELSON, F.E.; ANISIMOV, O.A. & SHIKLOMANOV, N.I. (2002): Climate change and hazard zonation in the circum-Arctic permafrost regions. *Natural Hazards*. 26 (3), pp. 203-225.
- OLIVA, M. (2009): *Reconstrucció paleoambiental holocena de Sierra Nevada*. Tesis doctoral. Universidad de Barcelona.
- OLIVA, M.; SCHULTE, L. & GÓMEZ ORTIZ, A. (2008): "Solifluction Lobes in Sierra Nevada (Southern Spain): Morphometry and Palaeoenvironmental Changes". *Proceedings of the IX International Conference on Permafrost*. Vol. 2, pp. 1321-1326.

- OLIVA, M.; GÓMEZ ORTIZ, A.; SCHULTE, L. & SALVADOR, F. (2009a): "Procesos periglaciares actuales en Sierra Nevada. Distribución y morfometría de los lóbulos de soliflucción en los altos valles nevadenses". *Nimbus*. 23-24, pp. 133-148.
- OLIVA, M.; SCHULTE, L. & GÓMEZ ORTIZ, A. (2009b): "Morphometry and Late Holocene activity of solifluction landforms in the Sierra Nevada, Southern Spain". *Permafrost and Periglacial Processes*. 20 (4), pp. 369-382.
- OLIVA, M. & GÓMEZ ORTIZ, A. (2011a). "Holocene slope dynamics in Sierra Nevada (Southern Spain). Sedimentological analysis of solifluction landforms and lake deposits". In: Martini, I.P.; French, H.M. & Pérez Alberti, A. (Ed.). *Ice-Marginal and Periglacial Processes and Sediments*. Geological Society, London, Special Publications. 354, pp. 227-239.
- OLIVA, M.; SCHULTE, L. & GÓMEZ ORTIZ, A. (2011b). "The role of aridification in constraining the elevation range of Holocene solifluction processes and associated landforms in the periglacial belt of the Sierra Nevada (Southern Spain)". *Earth Surface Processes and Landforms*, doi: 10.1002/esp.2116.
- PALACIOS, D.; ANDRÉS, N. de & LUENGO, E. (2003): "Distribution and effectiveness of nivation in Mediterranean mountains: Peñalara (Spain)". *Geomorphology*. 54, pp. 157-178.
- PRICE, L.W. (1969): "The collapse of solifluction lobes as a factor in vegetating blockfield". *Arctic*. 22, pp. 395-402.
- RAPP, A. (1960): "Recent development of mountain slopes in Kärkevagge and surroundings, Northern Scandinavia". *Geografiska Annaler, Series A*. 42, pp. 65-200.
- SEPPÄLÄ, M. (1993): "Solifluction in northern Finland: past and present". In: Frenzel, B.; Matthews, J.A. & Gläser, B. (Ed.). *Solifluction and Climatic Variation in the Holocene*. *Paläoklimaforschung*. Vol. 11, pp. 59-70.
- ULFSTEDT, A.C. (1993): "Solifluction in the Swedish mountains: distribution in relation to vegetation and snow cover". In: Frenzel, B.; Matthews, J.A. & Gläser, B. (Ed.). *Solifluction and Climatic Variation in the Holocene*. *Paläoklimaforschung*. Vol. 11, pp. 217-224.
- VEIT, H. (1988): *Fluviale und solifluidale Morphodynamik des Spät- und Postglazials in einem zentralalpinen Flusseinzugsgebiet (südliche Hohe Tauern, Osttirol)*. *Bayreuther Geowissenschaftliche Arbeiten, Band 13*: 1-167, Bayreuth.
- VEIT, H. (1993): "Holocene solifluction in the Austrian and southern Tyrolean Alps: dating and climatic implications". In: Frenzel, B.; Matthews, J.A. & Gläser, B. (Ed.). *Solifluction and Climatic Variation in the Holocene*. *Paläoklimaforschung*. Vol. 11, pp. 23-32.
- WASHBURN, A. (1979): *Geocryology: a Survey of Periglacial Processes and Environments*. Arnold, London. 406 pp.