



BGC ENGINEERING INC.

AN APPLIED EARTH SCIENCES COMPANY

Suite 500 - 1045 Howe Street, Vancouver, British Columbia, Canada. V6Z 2A9

Phone (604) 684-5900 Fax (604) 684-5909

Memorándum de Proyecto BGC

Para:	Barrick	
Atención:	Simon Catchpole, Barrick	CC:
	Anton Mayer, Barrick	
De:	Hamish Weatherly, M.Sc., P.Geo.	Fecha:
	Matthias Jakob, Ph.D., P.Geo.	Octubre 21, 2005
Ref.:	Hidrología de Permafrost en Pascua Lama – Preliminar	
No. de págs. (incluyendo ésta):	Proyecto:	0423-002

1.0 INTRODUCCION

El presente memorándum considera el aporte potencial de deshielo contenido en permafrost y en la capa activa dentro del área afectada por las actividades mineras en los proyectos Veladero y Pascua Lama en el noroeste de Argentina. Este documento se orienta a los procesos hidrológicos esperados en zonas montañosas con permafrost subyacente.

Los dos términos criológicos pertinentes citados en este informe son permafrost y capa activa:

El *Permafrost* se define como una condición térmica de la cual la temperatura del terreno se mantiene bajo 0°C durante más de dos años seguidos. El Permafrost no debe necesariamente asociarse con la existencia de hielo. El permafrost no se descongela estacionalmente. Su presencia usualmente se asocia a temperaturas de aire anuales medias bajo los -2°C en las regiones montañosas como el noreste de los Andes argentino.

La *Capa Activa* es la capa en el suelo o roca que se descongela estacionalmente a una profundidad variable y se re-congela en el invierno.

2.0 HIDROLOGIA DE PERMAFROST

Los procesos hidrológicos en áreas de permafrost han capturado un creciente interés durante las últimas décadas, particularmente mediante una población en aumento y con desarrollo de recursos. A pesar de la diversidad de su ambiente físico, la hidrología del permafrost comparte varias tendencias comunes que lo distinguen de otras zonas geográficas (Woo, 1990):

1. La superficie congelada posee permeabilidad limitada y actúa efectivamente como barrera impermeable (acuitardo).
2. La mayor parte de las actividades hidrológicas están confinadas a la zona congelada y descongelada estacionalmente (capa activa) por sobre la tabla de permafrost.
3. Los procesos hidrológicos superficiales generalmente se presentan inactivos durante el invierno.
4. El almacenamiento de hielo y nieve afecta el periodo y la cantidad de los cauces río abajo

Primeros Estudios

Uno de los primeros estudios detallados realizados en profundidad sobre la hidrología del permafrost fue desarrollado por Dingman (1973). Dingman investigó el comportamiento hidrológico de una pequeña cuenca (1.8 km²) en la región de permafrost discontinuo de Alaska central. Su observación más significativa indica que el permafrost posee una influencia importante pero indirecta sobre la hidrología de la cuenca. En la planicie del valle, Dingman observó que la capa de permafrost sustenta un alto nivel freático de agua, de modo que el cauce superficial derivado del agua estancada domina el ascenso y descenso del hidrógrafo. En las laderas del valle adyacente, el permafrost restringe el flujo del agua subterránea hacia el cauce y proporciona una superficie impermeable que conduce rápidamente una alta proporción de la escorrentía infiltrante (lluvia o deshielo) hacia el cauce.

Una primera revisión de los procesos hidrológicos en terrenos de permafrost, fue dada a conocer por Church (1974). Church observó que la presencia de permafrost restringe el intercambio entre el flujo superficial y el agua del sub-permafrost. Como resultado, típicamente se desarrolla un nivel freático de agua aislada en la capa activa sobre la tabla congelada, que incluye agua estancada sobre la superficie como frecuente resultado de las barreras de escarcha. Los mayores aportes a las escorrentías provienen del deshielo y, en variadas proporciones, de las lluvias estacionales. Se observó que los aportes de

circulación de agua subterránea profunda, era a menudo mínima en las áreas de permafrost continuo.

Church también enfatizó la presencia de permafrost en profundidades superficiales que inhibe la infiltración de agua y fomenta la escorrentía relativamente rápida de una alta proporción de ingreso de agua. Esta característica distintiva fue posteriormente investigada por Slaughter et al. (1983). Los autores instalaron indicadores de flujo en dos cauces de primer orden en Alaska central, uno sin permafrost y el otro con permafrost subyacente. El cauce libre de permafrost, presentó consistentemente flujos base de verano mayores que un cauce adyacente, de primer orden y dominado de permafrost. El flujo base extendido es una función de una capacidad incrementada de almacenaje y de ingresos de agua subterránea relacionados con el terreno de permafrost.

Por otra parte, el flujo de permafrost emitió mayor respuesta a los ingresos de precipitaciones (deshielo y lluvia). Una mayor cantidad de precipitación se impulsó hacia los cauces, en comparación a lo que ocurriría en cuencas sin permafrost, esto debido a una reducida capacidad de almacenamiento de sub-superficie. Los limbos en descendencia de los hidrógrafos de tormentas deben, entonces caer de máximas relativamente altas a los bajos flujos de base que se generan por la falta de aportes de aguas subterráneas. Este factor, en conjunto con la lenta liberación de agua de la capa activa (particularmente así por la presencia de una capa orgánica), representa extendidas recesiones de hidrógrafos en las regiones polares. McNamara et al. (1998) ha igualado las cuencas de permafrost con una cuenca de suelos delgados y de alta humedad antecedente.

El deshielo y la Capa Activa

La importancia de la capa activa para el control de la escorrentía de deshielos, ha sido investigada por numerosos autores (Woo y Steer, 1983; Woo, 1983; Kane et al., 1991; Kutchment et al., 2000; Carey y Woo, 2001). Los procesos físicos generales que ocurren durante el deshielo son los siguientes:

Durante el invierno, un flujo ascendente de vapor de agua desde el suelo aumenta el espacio vacío libre de hielo en la capa activa, de manera que en primavera, se puede infiltrar algo de deshielo en el suelo congelado (Woo and Steer, 1983). Sin embargo, al inicio de la ablación, la base del manto de nieve se encuentra generalmente varios grados por debajo el punto de congelamiento. Esto produce un poco de recongelamiento del deshielo a medida que desciende a través del manto de nieve. Por lo tanto, incluso si existen poros en el frente de descongelamiento, una adición de agua se re-congela rápidamente en los suelos para sellar sus poros. La infiltración cesa cuando los poros del suelo son sellados por el hielo. El

resultado final es la formación de hielo basal en la interface tierra-nieve (Woo y Steer, 1983) o la interface suelo orgánico-mineral (Carey y Woo, 2001). El hielo de formación reciente genera una barrera impermeable y se forma una zona saturada aislada en el manto de nieve o en la capa activa superior (Carey y Woo, 2001).

La liberación del deshielo ocurre tras el descongelamiento de la nieve debido a que el flujo vertical a través del manto de nieve, es inicialmente muy lento (Quinton and Marsh, 1998). Cuando la nieve se encuentra totalmente empapada, ocurre una rápida percolación acompañada de una veloz escorrentía de ladera producto de la formación de una zona de saturación aislada y de rápidas rutas de flujos. El flujo lateral disminuye a medida que la capa activa se descongela y la proporción de flujo superficial se reduce.

Un resultado interesante del deshielo es que la recongelación de este, libera calor considerablemente latente como para calentar el terreno (Woo y Heron, 1981). El calor liberado resulta muy efectivo para calentar el manto de nieve y los estratos superiores de la capa activa. Estos procesos de transferencia de calor, a menudo calientan la capa activa a 0°C en el momento en que la nieve desaparece. Kane et al. (1991) calcularon que sólo un pequeño volumen de agua de deshielo (menos de 1 cm en el sitio del estudio) necesita recongelación para aumentar tanto el manto de nieve como la capa activa superior a las condiciones isotérmicas en 0°C. El descongelamiento de la capa activa se inicia cuando la cubierta de nieve y hielo se desgastan.

Escorrentías de Deshielo

El deshielo se puede mover como flujo de superficie entre la superficie de la tierra y la sub-superficie de nieve, o como flujo en la zona recientemente derretida. El dominio del flujo por tierra durante el deshielo pasa a dominio de flujo de sub-superficie después del deshielo. Estudios realizados por Kutchment et al. (2000) en Rusia, indican que el volumen de escorrentía de superficie es dos veces mayor que el de sub-superficie en las regiones polares. Roulet y Woo (1988) observaron que más del 70% de la descarga anual en una pequeña cuenca polar con permafrost continuo subyacente, fue liberada por deshielo dentro de un lapso de dos semanas. Este resultado es consistente a lo observado por Woo (1983) quien detectó que el 80% de la descarga anual tendía a ocurrir dentro de un periodo de dos semanas del deshielo en los ambientes polares

Mientras el frente de descongelamiento ingresa al suelo mineral, las rutas de flujos rápidos se tornan inactivas y la respuesta de la escorrentía esta considerablemente reducida (Carey y Woo, 1981). El descongelamiento incrementado de la capa activa en el verano, aumenta el almacenamiento de la cuenca y la mayor parte de la lluvia se encamina a reponer la humedad del suelo, en lugar de generar cauces (Woo and Young, 1997; Carey and Woo,

1998). Con una profundidad de descongelamiento en incremento, el nivel freático de agua de suprapermafrost declina y en muchas cuencas se genera una extensa zona no saturada (Woo and Steer, 1983).

Las capas activas de descongelamiento rara vez son parejas en una cuenca, formando depresiones y elevaciones locales. Estas depresiones probablemente retienen cajones de aguas subterráneas en una capa activa, en otras circunstancias, no saturada durante el verano (Woo y Steer, 1983).

La evaporación de la nieve descongelada es muy difícil de estimar (Kane et al., 1991). Woo y Steer (1983) consideraron que la evaporación, durante el periodo de descongelamiento, era relativamente pequeña en comparación al considerable suministro de agua de deshielo para una capa activa finamente descongelada. Sin embargo, Kane et al. (1991) observaron que el agua que se mueve en descenso a pendientes sobre áreas libres de nieve, se une a superficies de bajos albedos y altas temperaturas superficiales. La evaporación incrementa en estas porciones debido a la gran cantidad de energía disponible para la evaporación.

Kane et al. (1991) investigaron la hidrología de descongelamiento por un periodo de cinco años (1985-1989) en una cuenca de 2.2 km² en Alaska, con permafrost continuo subyacente. El volumen de la escorrentía de descongelamiento variaba de 50 a 66% del promedio del manto de nieve de la cuenca. El descongelamiento restante fue absorbido por evaporación (20 a 34%) y por un aumento en el almacenamiento de humedad del suelo (10 a 19%).

Hielo en el Suelo como Fuente de Agua

El aporte del hielo del suelo al suministro total de agua no ha sido estudiado en detalle. La contribución relativa del hielo del suelo dependerá de las condiciones del agua del suelo al inicio del congelamiento anual. En los lugares en que la precipitación de verano no es significativa, la mayor parte del descongelamiento que infiltra hacia la capa activa o el hielo del suelo que se descongela durante la fusión de la capa activa, se pierde hacia escorrentías de sub-superficie o por evaporación. Así, la humedad del suelo es muy lenta al inicio del congelamiento de la capa activa. El resultado final son cantidades muy bajas de hielo del suelo. Lo contrario aplica para las cuencas con precipitación de verano.

Dingman (1973) detectó que el flujo de cauce en una pequeña cuenca (zona de permafrost discontinuo) virtualmente cesó por periodos de varios días posteriores a extensos lapsos secos durante el verano. Concluyó que el agua liberada por descongelamiento de la capa activa no contribuye al flujo del cauce en forma significativa. No obstante, la infiltración de

descongelamiento hacia la capa activa puede aportar a la escorrentía más tarde durante la estación. Las mediciones de hielo del suelo realizadas por Kutchment et al. (2000) confirmaron la hipótesis de que una parte considerable del agua de descongelamiento se vuelve a congelar y alcanza el canal del río sólo después del inicio del descongelamiento de la capa activa.

Woo et al. (1994) identificaron descongelamiento de hielo del suelo durante una investigación de permafrost en una pequeña captación alpina (1.7 km²) en Tianshin, China. Un registro continuo de niveles de agua freática, mostró un aumento significativo en Julio, durante un día con nula precipitación. Los autores atribuyeron este aumento al descongelamiento del hielo del suelo considerando que el derretimiento de nieve ya había ocurrido. No se hizo distinción respecto a si el hielo del suelo se formó del recongelamiento del deshielo o de agua presente en la capa activa durante el congelamiento en el periodo de otoño. La última explicación puede ser válida ya que, en el sitio del estudio, la mitad de la precipitación anual ocurre durante el verano: aunque Woo et al. también observaron que el drenaje de agua subterránea deja gran parte de la capa activa no saturada antes del congelamiento.

Ejemplos en Argentina

Parece ser que la hidrología de permafrost ha recibido poco atención en Argentina (aún cuando no se realizó una búsqueda exhaustiva de literatura objetiva (is this a good translation for 'grey literature?')). Constituye una excepción el trabajo desarrollado por Lothar Schrott (Schrott, 1991, 1996, 1998, 2002; Barsch et al., 1998) que investigó la hidrología del permafrost y de los glaciares rocosos en la cuenca de Agua Negra en Argentina. Esta cuenca está situada a aproximadamente 100 km al sur-sureste del proyecto Pascua-Lama.

No obstante, Schrott posee la autoría o co-autoría de numerosas publicaciones científicas en su investigación de doctorado, estas son derivaciones del mismo conjunto de datos. Son de interés, las mediciones de descarga de cauces tomadas durante la temporada de deshielo 1990/91. Se tomaron mediciones paralelas de descarga cerca de la lengua de un glaciar en las cabeceras de la cuenca y a 9,5 km aguas debajo de la estación de medición Eisbein (elevación de 4150 m) donde el área de drenaje es de 57 km². Hasta fines de Diciembre, la descarga estuvo ampliamente determinada por el descongelamiento. Sin embargo, en Enero, se observó un aumento de un tercio en el volumen del flujo entre el glaciar y la estación Eisbein. Schrott (1996, 1988) y Barsch et al. (1998) atribuyeron este aumento al deshielo de tierra congelada en la capa activa. A primera vista, esta declaración parece indicar que la capa activa o permafrost es una fuente significativa de flujo de cauces. Sin embargo, es importante identificar la fuente original del agua. El agua de deshielo es

probablemente derretimiento de nieve de Noviembre o Diciembre que infiltró en la capa activa y se re congeló. Luego, esta agua fue liberada a medida que la capa activa se descongelaba. Debido a que casi no ocurre precipitación durante el verano en esta región, es muy improbable que el agua se acumule anualmente en la capa activa antes del congelamiento de otoño.

3.0 MODELO GENERALIZADO DE GENERACION DE CAUCES

Gran parte de los estudios detallados sobre hidrología de permafrost se han desarrollado en regiones polares con énfasis menor en regiones montañosas. Constituye una notable excepción el estudio mencionado anteriormente y realizado por Woo et al. (1994) en Tianshin, China. Esta captación varía en comparación a muchos otros estudios sobre hidrología de permafrost, en que gran parte de la precipitación anual ocurre durante el verano y está localizado en un ambiente montañosas. Sin embargo, los procesos de escorrentía observados son similares a aquellas regiones polares inferiores, sugiriendo un factor común en el proceso a través de ambientes variados.

En base a sus observaciones, Woo et al. desarrollaron un modelo generalizado de generación de cauces para permafrost de montaña. Los autores sugieren que los procesos hidrológicos informados pueden ser encontrados en cuencas de permafrost montañosas no polar en otras partes del mundo. El modelo generalizado es el siguiente:

Cuando la capa activa alcanza su máxima extensión a fines del verano, el drenaje de agua subterránea deja sin saturación a gran parte de la capa activa y, el flujo base retrocede hasta que se congela. La nieve con el viento forma acumulaciones irregulares a través de la cuenca. La sublimación esta incrementado por el clima seco. La liberación inicial de deshielo infiltra el suelo poroso congelado sólo para re congelarse como hielo del suelo en la capa activa debido a que las temperaturas del terreno se mantienen por debajo el punto de congelamiento. Esta formación de hielo del suelo cierre la mayoría de los vacíos intersticiales evitando el ingreso de deshielo proveniente de descongelamiento posterior de nieve.

Durante el descongelamiento principal, algunas porciones de la cuenca tendrán poca nieve restante. La capa activa en estas zonas comienza un temprano derretimiento mientras que el deshielo continúa en la cubierta residual de nieve. El deshielo se puede mover como flujo sub-superficial en la zona de derretimiento reciente, o como flujo superficial entre la superficie de la tierra y la nieve. El área fuente para el cauce es altamente variable debido a la distribución desigual de la nieve. El flujo de verano puede ser alimentado por

precipitación de lluvia o nieve y por el descongelamiento del hielo de tierra (deshielo que se recongela o agua subterránea congelada de años anteriores) en la capa activa.

En los cauces con pendiente escarpada, la infiltración genera un lecho de cauce seco, pero la percolación profunda se evita mediante una tabla de congelamiento superficial. La exfiltración prevalece donde la gradiente del canal desciende y el caudal aumenta rápidamente.

4.0 HIDROLOGIA DE PERMAFROST EN PASCUA LAMA

Se espera que el modelo generalizado de cauce en las regiones de permafrost señalado anteriormente, sea aplicable en el área de Pascua-Lama. BGC Engineering generó recientemente un mapa de distribución de permafrost en las cuencas Turbio y Canito, basado en una modelación realizada por Gruber y Haeberli. El mapa identifica áreas de permafrost probable, permafrost posible, e inexistencia de permafrost. En las zonas de permafrost probable, se espera que la escorrentía de deshielo sea relativamente rápida otorgando el potencial para que el deshielo se recongele y proporcione una capa impermeable en la superficie o cerca de ella. La escorrentía será considerablemente más complicada en las áreas de permafrost posible, otorgando una esperada distribución discontinua de permafrost.

La fuente principal de escorrentía es el deshielo debido a la casi nula ocurrencia de precipitación durante el verano. La respuesta inicial de escorrentía será relativamente rápida y, luego declinará a medida que la capa activa adquiera espesor (y el almacenamiento de la cuenca incrementa). Una máxima secundaria puede ocurrir después del deshielo debido al derretimiento de hielo glacial en los tramos superiores de ambas cuencas. No obstante, no se anticipa una máxima secundaria proveniente del derretimiento de hielo del suelo. Debido a la casi inexistente ocurrencia de precipitación durante el verano, se espera que el drenaje de agua subterránea deje no saturada gran parte de la capa activa antes del congelamiento. La radiación solar extrema y la evaporación contribuyen aún más a las condiciones de baja humedad en la capa activa.

Esta expectativa es consistente con las observaciones de ocurrencia de permafrost en el proyecto de la mina Veladero realizado por BGC Engineering (2005). Se examinó un total de 26 registros de testigos de perforación, cortes de camino y tronaduras a fines de Junio de 2005. Ninguno de estos sitios mostró algún contenido apreciable de hielo. Diversos rajos pequeños excavados hacia la capa activa (congelada en invierno) mostraron algunos cristales de hielo esporádicos rodeando los pedruscos individuales. Sin embargo, no se

descubrió hielo del suelo masivo. En base a estas observaciones, BGC estimó un contenido de hielo promedio de 3% en la capa activa.

El rol del permafrost en Pascua-Lama debiera ser considerado en el contexto de Dingman (1973). Es decir, el permafrost ejerce una influencia indirecta en la hidrología de cuencas. El permafrost restringe el flujo de agua subterránea al cauce y proporciona una superficie impermeable que conduce rápidamente una alta proporción de deshielo infiltrante hacia el cauce.

5.0 CONCLUSION

BGC Engineering Inc. (BGC) elaboró este informe por encargo de Barrick. El material que contiene, refleja el criterio del personal de BGC a la luz de la información disponible al momento del desarrollo del informe. Cualquier uso que terceras partes asignen a este informe, o cualquier grado de confianza en decisiones basadas en él, será de responsabilidad de las terceras partes. BGC no acepta responsabilidad alguna por daños, si los hay, sufridos por terceras partes como resultados de decisiones o acciones basadas en este informe. BGC tampoco asume responsabilidad alguna por posibles pérdidas en valores de propiedades que pudieran surgir de este informe.

Como medida de protección mutua a nuestro cliente, al público y a nosotros mismos, todos los informes y planos, se entregan para el uso confidencial de nuestro cliente en un proyecto específico. La autorización del uso y/o publicación de datos, declaraciones, conclusiones o extractos provenientes o concernientes a este informe, estará restringida a nuestra previa autorización por escrito.

Esperamos que este informe cumpla con sus actuales requerimientos. En caso de necesitar información adicional, por favor no dude en contactar al suscrito al teléfono (604) 684-5900.

Muy atentamente,

BGC ENGINEERING INC.

por:



Memorándum BGC

Para: Simon Catchpole, Barrick

Ref.: Permafrost Hydrology at Pascua Lama – Draft

Octubre 21, 2005

Proyecto No: 0423-002

Hamish Weatherly, M.Sc., P.Geo.
Hidrólogo/Geocientista Senior

Matthias Jakob, Ph.D., P.Geo.
Geoscientista Senior

Esta comunicación es de uso de los destinatarios especificados. Se prohíbe cualquier uso no autorizado, copia, revisión o divulgación de los contenidos por otras personas.

6.0 REFERENCIAS

- Barsch, D., Happoldt, H., Mäusbacher, R., Schrott, L. and Schukraft. 1994. Discharge and fluvial sediment transport in a semi-arid high mountain catchment, Agua Negra, San Juan, Argentina. In: Dynamics and Geomorphology of Mountain Rivers; Edited by: P. Ergenzinger and K.-H. Schmidt. Lecture Notes in Earth Sciences, Vol. 52, p. 213-224.
- BGC Engineering Inc. July 2005. Investigations on permafrost occurrence at the Veladero Mine Project, Argentina. Report prepared for Barrick, 19 p.
- Carey, S. and Woo, M.K. 1998. Snowmelt hydrology of two subarctic slopes, southern Yukon, Canada. *Nordic Hydrology* **29**: 331-346.
- Carey, S.K. and Woo, M.K. 2001. Slope runoff processes and flow generation in a subarctic, subalpine catchment. *Journal of Hydrology* **253**: 110-129.
- Church, M. 1974. Hydrology and permafrost with reference to northern North America. In: Proceedings Workshop Seminar on Permafrost Hydrology, Canadian National Committee, IHD, Ottawa, p. 7-20.
- Dingman, S.L. 1973. Effects of permafrost on stream flow characteristics in the discontinuous permafrost zone of central Alaska. In: Permafrost: North American Contribution to the Second International Conference. Washington, DC: National Academy of Sciences, p. 447-453.
- Kane, D.L., Hinzman, L.D., Benson, C.S. and Liston, G.E. 1991. Snow hydrology of a headwater arctic basin 1. Physical measurements and process studies. *Water Resources Research* 27(6): 1099-1109
- Kutchment, L.S., Gelfan, A.N., and Demidov, V.N. 2000. A distributed model of runoff generation in the permafrost regions. *Journal of Hydrology* **240**: 1-22.
- McNamara, J.P., Kane, D.L., and Hinzman, L.D. 1998. An analysis of streamflow hydrology in the Kuparuk River Basin Arctic Alaska: a nested watershed approach. *Journal of Hydrology* **206**: 39-57.
- Qunton, W.L. and Marsh, P. 1998. Meltwater fluxes, hillslope runoff and stream flow in an arctic permafrost basin. Proceedings of Seventh International Conference on Permafrost, Yellowknife, NWT, Centre d'etudes Nordiques Laval University, p. 921-926.
- Roulet, N.T. and Woo, M.K. 1988. Runoff generation in a low arctic drainage basin. *Journal of Hydrology* **101**: 213-226.
- Schrott, L. 1991. Global solar radiation, soil temperature and permafrost in the Central Andes, Argentina: a progress report. *Permafrost and Periglacial Processes* **2**: 59-66.

- Schrott, L. 1996. Some geomorphological-hydrological aspects of rock glaciers in the Andes (San Juan, Argentina). *Zeitschrift fur Geomorphologie* (Supplement **104**): 161-173.
- Schrott, L. 1998. The hydrological significance of high mountain permafrost and its relation to solar radiation. A case study in the high Andes of San Juan, Argentina. *Bamberger Geographische Schriften Bd. 15*: 71-84.
- Schrott, L. 2002. Mountain permafrost hydrology and its relation to solar radiation. A case study in the Agua Negra catchment, High Andes of San Juan, Argentina. *In: IANIGLA, 30 years of basic and applied research on environmental sciences, Edited by: D. Trombotto and R. Villalba. Instituto Argentino de Nivologia, Glaciologia y Ciencias Ambientales, Mendoza, 83-87.*
- Slaughter, C.W., Hilgert, J.W., and Culp, E.H. 1983. Summer streamflow and sediment yield from a discontinuous-permafrost headwaters catchment. *Proceedings Fourth International Conference on Permafrost, Fairbanks, Alaska, p. 1172-1177.*
- Woo, M.K. 1983. Hydrology of a drainage basin in the Canadian high Arctic. *Annals of the Association of American Geographers* **73**: 577-596.
- Woo, M.K. and Heron, R. 1981. Occurrence of ice layers at the base of high Arctic snowpacks. *Arctic and Alpine Research* **13**: 225-230.
- Woo, M.K. and Steer, P. 1983. Slope hydrology as influenced by thawing of the active layer, Resolute, N.W.T. *Canadian Journal of Earth Sciences* **20**: 978-986.
- Woo, M.K., Yang, Z., Xia, Z. and Yang, D. 1994. Streamflow processes in an alpine permafrost catchment, Tianshan, China. *Permafrost and Periglacial Processes* **5**(2): 71-85.
- Woo, M.K. and Young, K.L. 1997. Characteristics of patchy wetlands in a polar desert environment. *Permafrost and Periglacial Processes* **8**: 257-277.